



Université
de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par : *l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)*

Présentée et soutenue le 24/11/2017 par :

Louis QUÉNO

Apport de prévisions météorologiques à échelle kilométrique pour la
modélisation du manteau neigeux en montagne

JURY

GIANPAOLO BALSAMO
CHARLES FIERZ
ERIC BRUN

SIMON GASCOIN
EVELYNE RICHARD
INGRID DOMBROWSKI-
ETCHEVERS
FATIMA KARBOU
VINCENT VIONNET

Principal Scientist
Directeur de Recherche
Ingénieur Général des Ponts, des
Eaux et des Forêts
Chargé de Recherche
Directrice de Recherche
Ingénieur des Travaux de la
Météorologie
Directrice de Recherche
Ingénieur des Ponts, des Eaux et
des Forêts

Rapporteur
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examinatrice
Directrice de thèse
Co-directrice de thèse
Co-directeur de thèse

École doctorale et spécialité :

SDU2E : Océan, Atmosphère, Climat

Unité de Recherche :

Centre National de Recherches Météorologiques (UMR 3589)

Directeur(s) de Thèse :

Ingrid DOMBROWSKI-ETCHEVERS, Fatima KARBOU et Vincent VIONNET

Rapporteurs :

Gianpaolo BALSAMO, Charles FIERZ et Eric BRUN

Résumé

Le suivi et la représentation de la variabilité du manteau neigeux en montagne sont des enjeux écologiques et sociétaux majeurs. Le récent développement de modèles météorologiques à échelle kilométrique offre un potentiel nouveau pour améliorer les simulations d'enneigement en montagne. Dans cette thèse, nous avons évalué l'apport des prévisions météorologiques du modèle de prévision numérique du temps AROME à 2.5 km de résolution horizontale pour alimenter le modèle détaillé de manteau neigeux Crocus. Les simulations AROME-Crocus distribuées ont d'abord été évaluées sur les Pyrénées de 2010 à 2014, montrant un apport en termes de représentation de la variabilité spatio-temporelle du manteau neigeux par rapport à l'approche par massif du système opérationnel actuel SAFRAN-Crocus, malgré une surestimation des hauteurs de neige. Par la suite, la valeur ajoutée de produits satellitaires de rayonnements incidents a été étudiée pour des simulations d'enneigement dans les massifs alpins et pyrénéens, soulignant leur bonne qualité en montagne mais un impact mitigé sur le couvert neigeux simulé. Enfin, on a montré comment le schéma de microphysique nuageuse d'AROME associé à Crocus permet de mieux prévoir la formation de glace en surface du manteau neigeux par précipitations verglaçantes dans les Pyrénées. Ces travaux ouvrent la voie à une prévision nivologique distribuée à haute résolution en montagne.

Mots-clés : Manteau neigeux ; Modélisation ; Prévision Numérique du Temps ; Montagne ; Précipitations verglaçantes ; Produits satellitaires de rayonnement.

Abstract

Monitoring and representing the snowpack variability in mountains are crucial ecological and societal issues. The recent development of meteorological models at kilometeric scale offers a new potential to improve snowpack simulations in mountains. In this thesis, we assessed the potential of forecasts from the numerical weather prediction model AROME at 2.5 km horizontal resolution to drive the detailed snowpack model Crocus. AROME-Crocus distributed simulations were first evaluated over the Pyrenees from 2010 to 2014. They showed benefits in representing the snowpack spatio-temporal variability as compared to the massif-based approach of the current operational system SAFRAN-Crocus, despite an overestimation of snow depth. Then, we studied the potential added value of satellite-derived products of incoming radiations for simulating the snow cover in the French Alps and Pyrenees. These products were found of good quality in mountains but their impact on the simulated snow cover is questionable. Finally, we showed how the cloud microphysics scheme of AROME associated with Crocus enables to better predict ice formation on top of the snowpack due to freezing precipitation in the Pyrenees. These works pave the way for high-resolution distributed snowpack forecasting in mountains.

Keywords : Snowpack ; Modelling ; Numerical Weather Prediction ; Mountains ; Freezing precipitation ; Satellite-derived radiation products.

Remerciements

A l'issue de ces trois belles années, ma reconnaissance va d'abord à Ingrid, Vincent et Fatima, à qui j'adresse un grand et sincère merci. Je n'aurais pu imaginer meilleur trio de chefs. Merci pour votre encadrement bienveillant et rigoureux, pour les échanges scientifiques stimulants et les idées géniales qui m'ont souvent débloqué. Merci surtout pour votre disponibilité à toute épreuve et le temps précieux que vous m'avez consacré, des relectures d'articles aux répétitions de soutenance. Vous m'avez fait aimer la recherche, ce n'est pas une mince affaire !

Je remercie Gianpaolo Balsamo et Charles Fierz, rapporteurs de cette thèse, ainsi qu'Eric Brun, Simon Gascoin et Evelyne Richard, membres du jury, pour leur lecture attentive de ce manuscrit et les échanges passionnants lors de la soutenance. La perspective de défendre mon travail devant un tel jury a été une réelle motivation lors de la rédaction !

Merci à tous ceux qui m'ont fait part de leurs conseils ou de leur expertise scientifique pour mener à bien ces travaux : Matthieu, Marie, Samuel, Jesus... bref, tous les chercheurs du CEN ; mais aussi Eric Bazile, Frédéric Gottardi et Rebecca Mott lors des comités de thèse, ainsi que Frédéric Cabot et Dominique Vrécourt pour leur œil expert sur la neige vitrifiée pyrénéenne. Vos coups de main ont compté !

Merci également à ceux qui m'ont aidé à affronter les tracasseries informatiques et administratives. Delphine, Evelyne, François et Jean-Louis, votre aide a été précieuse !

A tout le CEN et aux prévis du bâtiment : je garderai un excellent souvenir de ces trois ans parmi vous, pour l'ambiance sympathique et familiale, pour l'émulation scientifique, pour les discussions autour d'un café, pour les sorties sur le terrain... Il est tellement plus facile de travailler entouré de personnes amicales et bienveillantes : merci !

A mes amis et à toutes les belles rencontres qui ont éclairé ces trois ans, pour ces moments à s'écorcher les mains sur du rocher, à s'écorcher les skis sur des cailloux qui n'ont rien à faire là, à s'écorcher les semelles sur les chemins, à s'écorcher les yeux devant les montagnes, à s'écorcher l'estomac autour d'un bon repas... Je mesure la chance de vous connaître !

A ma famille, mais ici les mots sont vains.

Trêve de sérieux, place au jeu.

Acronymes et notations

Modèles

ALADIN	Aire Limitée, Adaptation dynamique, Développement InterNational
Alpine3D	Modèle de surface alpine du WSL SLF
AROME	Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Echelle
ARPEGE	Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle
ARPS	Advanced Regional Prediction System
CaPA	Canadian Precipitation Analysis system
COSMO	COnsortium for Small-scale MOdelling
Crocus	Modèle détaillé de manteau neigeux du CNRM/CEN
ES	Modèle de manteau neigeux Explicit Snow
ESCROC	Ensemble System Crocus
GEM-LAM	Global Environmental Multiscale Limited Area Model
IFS	Integrated Forecasting System
ISBA	Interactions between Soil, Biosphere and Atmosphere
MEPRA	Modèle Expert pour la Prévision du Risque d'Avalanche
Meso-NH	Modèle Méso-échelle Non-Hydrostatique
SAFRAN	Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige
SNOWPACK	Modèle détaillé de manteau neigeux du WSL SLF
SURFEX	Surface Externalisée
WRF	Weather Research and Forecasting model

Produits et systèmes d'observation

CERES SYN	Clouds and the Earth's Radiant Energy System synoptic
DSLFL	Downward Surface Longwave Flux (produit LSA SAF de $LW \downarrow$)

DSL _F new	Nouveau produit Downward Surface Longwave Flux de <i>LW</i> ↓ incluant des prévisions d'AROME
DSSF	Downward Surface Shortwave Flux (produit LSA SAF de <i>SW</i> ↓)
LSA SAF	Satellite Application Facility on Land Surface Analysis
MODIS	Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer
MSG	Meteosat Seconde Génération
NRC	Nivomètre à Rayonnement Cosmique
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager

Abréviations

AWS	Automatic Weather Station / Station météorologique automatique
BERA	Bulletin d'Estimation du Risque d'Avalanche
BSD	Blowing snow days / Jours de transport de neige par le vent
FPA	Freezing Precipitation Alert / Alerte de précipitations verglaçantes
FPD	Freezing Precipitation Diagnostic / Diagnostic de précipitations verglaçantes
MSD	Melting Snow Days / Jours de fonte de la neige
NWP	Numerical Weather Prediction
ROC	Relative Operating Characteristic
PNT	Prévision Numérique du Temps
UTC	Temps Universel Coordonné

Institutions et laboratoires

ANENA	Association Nationale pour l'Étude de la Neige et des Avalanches
CEN	Centre d'Etudes de la Neige
CNRM	Centre National de Recherches Météorologiques
EDF	Electricité de France
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EUMETSAT	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
WGMS	World Glacier Monitoring Service
WMO	World Meteorological Organization

WSL SLF	WSL Institut pour l'étude de la neige et des avalanches SLF, Davos, Suisse
ZAMG	ZentralAnstalt für Meteorologie und Geodynamik, Autriche

Notations (et unités)

$ASSD$	Average Symmetric Surface Distance
c_w	Capacité thermique massique de l'eau ($\text{kJ kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)
CGC	Cloud Graupel Content / Contenu en graupel des nuages (g kg^{-1})
CIC	Cloud Ice Content / Contenu en glace des nuages (g kg^{-1})
CR	Correct Rejections
CRC	Cloud Rain Content / Contenu en pluie des nuages (g kg^{-1})
CSC	Cloud Snow Content / Contenu en neige des nuages (g kg^{-1})
CWC	Cloud Water Content / Contenu en eau nuageuse (g kg^{-1})
E_{evap}	Taux d'évaporation en surface du manteau neigeux ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
E_{subl}	Taux de sublimation en surface du manteau neigeux ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
ETS	Equitable Threat Score
FA	False Alarms
FAR	False Alarm Ratio
G	Flux de chaleur du sol (W m^{-2})
\mathcal{H}	Enthalpie du manteau neigeux par unité de surface (J m^{-2})
H_L	Flux de chaleur latente (W m^{-2})
H_P	Flux de chaleur issu des précipitations (W m^{-2})
H_S	Flux de chaleur sensible (W m^{-2})
HI	Hits
HR_{2m}	Humidité relative à 2 m
J	Indice de Jaccard
l_{fus}	Chaleur latente de fusion de l'eau (kJ kg^{-1})
$LW \downarrow$	Rayonnement grandes longueurs d'ondes incident (W m^{-2})
$LW \uparrow$	Rayonnement grandes longueurs d'ondes émis par la surface (W m^{-2})
LWC	Cloud Liquid Water Content / Contenu en eau liquide des nuages (g kg^{-1})
m	Masse (kg)
\mathcal{M}	Masse du manteau neigeux par unité de surface (kg m^{-2})
$MDHD$	Modified Directed Hausdorff Distance
MI	Misses

P	Taux de précipitations ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
POD	Probability of Detection
Q_{2m}	Humidité spécifique à 2 m (g kg^{-1})
Q_{cond}	Flux de chaleur conductif de la glace à la neige (J)
Q_{surf}	Flux de chaleur de surface de la glace à l'atmosphère (J)
R	Taux d'écoulement à la base du manteau neigeux ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
$RMSE$	Root Mean Square Error / Erreur quadratique moyenne
SD	Snow Depth / Hauteur de neige (m)
SSA	Specific Surface Area / Surface spécifique de la neige ($\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$)
$STDE$	Standard Deviation Error / Ecart-type des erreurs
SWE	Snow Water Equivalent / Equivalent en eau de la neige (kg m^{-2} ou mm w.e.)
$SW \downarrow$	Rayonnement solaire incident (W m^{-2})
$SW \uparrow$	Rayonnement solaire réfléchi (W m^{-2})
T_{2m}	Température de l'air à 2 m (K)
$TCWV$	Total Column Water Vapour content / Contenu total en vapeur d'eau de la colonne atmosphérique (kg m^{-2})
Td_{2m}	Point de rosée à 2 m (K)
V_{10m}	Vitesse du vent à 10 m (m s^{-1})
ΔH	Variation d'enthalpie de la couche de glace (J)
ΔSD	Variation journalière de hauteur de neige (m)
ΔSWE	Variation journalière de SWE (kg m^{-2} ou mm w.e.)
ϕ_s	Fraction d'eau surfondue gelant instantanément à l'impact
ρ	Densité ou masse volumique de la neige (kg m^{-3})

Table des matières

Résumé/Abstract	1
Remerciements	5
Acronymes et notations	7
Table des matières	11
Introduction générale	15
I Pourquoi et comment modéliser le manteau neigeux en montagne ?	17
1 Le manteau neigeux en montagne et ses enjeux	19
1.1 Du flocon de neige à la cryosphère : échelles de variabilité du manteau neigeux	21
1.1.1 La neige, du nuage au sol	21
1.1.2 Sources de variabilité après dépôt de la neige au sol	25
1.2 Observations du manteau neigeux	33
1.3 Pourquoi modéliser le manteau neigeux en montagne ?	37
1.3.1 Prévision du risque d'avalanche	37
1.3.2 La neige, or blanc du tourisme hivernal	38
1.3.3 Ressources en eau	39
1.3.4 Ecosystèmes montagnards	39
1.3.5 Changement climatique en montagne	40
1.4 Synthèse du chapitre	40

2	La modélisation du manteau neigeux en montagne	43
2.1	La modélisation numérique du manteau neigeux	45
2.2	Simuler la variabilité du manteau neigeux en montagne : état de l'art . .	47
2.2.1	Simulations non distribuées	50
2.2.2	Simulations distribuées	51
2.3	Systèmes opérationnels en France	56
2.3.1	Le modèle de manteau neigeux SURFEX/ISBA-Crocus	56
2.3.2	La chaîne opérationnelle de modélisation météo-nivologique . . .	58
2.3.3	Limites du système actuel	60
2.4	Vers une chaîne de modélisation nivo-météorologique AROME-Crocus ? .	62
2.4.1	Le modèle AROME de Prévision Numérique du Temps	62
2.4.2	Evaluation des prévisions météorologiques d'AROME en montagne	66
2.4.3	De la simulation de l'évolution saisonnière du manteau neigeux à la prévision d'évènements à enjeu	69
II	AROME-Crocus pour la prévision du manteau neigeux à l'échelle d'une saison hivernale	71
3	Evaluation pluri-annuelle de l'apport des prévisions nivo-météorologiques d'AROME-Crocus	73
3.1	Introduction [en français]	75
	Article : Snowpack modelling in the Pyrenees driven by kilometeric resolution meteorological forecasts	77
3.2	Introduction	78
3.3	Study area and period	80
3.4	Data and methods	82
3.4.1	Snowpack model	82
3.4.2	Atmospheric forcing	82
3.4.3	Evaluation dataset	84
3.4.4	Evaluation methods	85
3.5	Results	87
3.5.1	Evaluation of simulated snow depth	87
3.5.2	Daily SD variations	93
3.5.3	Snow Water Equivalent and bulk snowpack density	100
3.6	Discussion and conclusion	102
3.7	Perspective : bilans de masse glaciaires	108
3.8	Synthèse du chapitre	110

4 Apport de produits satellitaires de rayonnements incidents pour la modélisation du manteau neigeux en montagne 113

4.1	Introduction [en français]	115
	Article : Satellite products of incoming solar and longwave radiations used for snowpack modelling in mountainous terrain	118
4.2	Introduction	119
4.3	Data and models	120
4.3.1	Study domain and period	120
4.3.2	Irradiance datasets	121
4.3.3	Snowpack datasets	128
4.4	Evaluation of radiation products over the Alps and the Pyrenees	129
4.4.1	Comparisons with in situ measurements	129
4.4.2	Spatial comparisons of the distributed products	135
4.5	Impact of the radiation products on snowpack simulations	139
4.6	Discussion	145
4.6.1	Quality of irradiance datasets in mountainous terrain	145
4.6.2	Sensitivity of snowpack simulations to the radiative forcing	146
4.7	Conclusion	148
4.8	Synthèse du chapitre	150

III AROME-Crocus pour la prévision d'évènements nivo-météorologiques à enjeu 153

5 Prévision et modélisation de la formation de glace en surface du manteau neigeux par précipitations verglaçantes dans les Pyrénées 155

5.1	Introduction [en français]	157
	Article : Forecasting and modelling ice layer formation on the snowpack due to freezing precipitation in the Pyrenees	159
5.2	Introduction	160
5.3	Description of the observed phenomenon	162
5.3.1	Meteorological context in the Pyrenees	162
5.3.2	Observations	164
5.4	Models	165
5.4.1	NWP model : AROME	165
5.4.2	Snowpack model : Crocus	166
5.5	Methods	166

5.5.1	Potential and limitations of AROME for freezing precipitation forecasting	166
5.5.2	Freezing precipitation forecasting	171
5.5.3	Modelling the ice layer formation in the snowpack	172
5.6	Results	175
5.6.1	Temporal occurrence of freezing precipitation : a five-year study .	176
5.6.2	Spatial and altitudinal distribution of ice layers : study of 5-6 January 2012	182
5.7	Discussion	185
5.7.1	Limitations of the methods	185
5.7.2	Limitations of the observation database	186
5.8	Conclusion	187
5.9	Impact sur la stratigraphie	190
5.10	Synthèse du chapitre	198
Conclusion générale et perspectives		201
Bibliographie		209
Table des figures		245
Liste des tableaux		253
Liste des publications et communications		255

Introduction générale

Le manteau neigeux en montagne est un élément clé des systèmes climatique, hydrologique et écologique. Il est aussi source de risque d'avalanches. Sa grande variabilité spatiale et temporelle en fait un système physique particulièrement complexe à décrire et à représenter. Ainsi, déterminer son évolution locale dans les massifs montagneux suppose de prendre en compte ses multiples interactions avec l'atmosphère, le sol et la topographie environnante. La modélisation numérique est un outil pour y remédier.

Le modèle détaillé de manteau neigeux Crocus permet de simuler l'ensemble des interactions physiques faisant évoluer la neige au sol. Il requiert en entrée des informations sur l'état de l'atmosphère afin de représenter l'influence des conditions météorologiques sur les bilans de masse et d'énergie du manteau neigeux. Actuellement, dans le cadre de la prévision nivologique opérationnelle en France, ce forçage atmosphérique est fourni par le système d'analyse et de prévision météorologique SAFRAN, par classe topographique au sein de massifs supposés climatiquement homogènes. Cette spatialisation semi-distribuée présente des limites pour représenter la variabilité des conditions nivo-météorologiques d'un massif. Parallèlement, la dernière décennie a vu se développer de nombreux modèles de Prévision Numérique du Temps (PNT) à méso-échelle, dont la résolution kilométrique offre un potentiel nouveau pour la météorologie de montagne et la nivologie. Ainsi, l'objectif de cette thèse est d'évaluer l'apport de prévisions météorologiques à résolution kilométrique issues du modèle de PNT AROME pour alimenter les simulations Crocus, distribuées à l'échelle de chaînes de montagnes telles que les Alpes françaises et les Pyrénées.

Pour y répondre, cette thèse est organisée en trois parties :

- En **Partie I**, nous présenterons pourquoi et comment modéliser le manteau neigeux en montagne. Nous détaillerons ainsi dans le **Chapitre 1** l'ensemble des facteurs de variabilité du manteau neigeux aux différentes échelles, les mesures de ses propriétés physiques et les enjeux de sa modélisation en montagne. Nous verrons dans le **Chapitre 2** comment la modélisation peut traiter ces facteurs de variabilité : nous ferons d'abord un état des lieux des différentes approches existantes, avant de nous focaliser sur les systèmes opérationnels de prévision nivologique en France.

L'approche retenue dans ce travail de thèse sera alors introduite.

- En **Partie II**, nous traiterons de l'apport d'AROME-Crocus pour la prévision du manteau neigeux à l'échelle d'une saison hivernale. Une évaluation pluri-annuelle de ces simulations sur les Pyrénées sera proposée au **Chapitre 3**. Le **Chapitre 4** traitera de l'apport de produits satellitaires de rayonnement incident pour la modélisation du manteau neigeux en montagne, que nous évaluerons à l'échelle de plusieurs saisons sur les Alpes françaises et les Pyrénées.
- En **Partie III**, l'apport d'AROME sera évalué pour la prévision d'évènements nivométéorologiques à enjeu. Ainsi, nous verrons au **Chapitre 5** comment un modèle de prévision numérique du temps comme AROME incluant un schéma de microphysique peut être associé à Crocus pour prévoir et modéliser la formation de glace en surface du manteau neigeux à la suite de précipitations verglaçantes dans les Pyrénées.

Les principales conclusions de cette thèse seront finalement synthétisées, avant de dresser les perspectives ouvertes par ces travaux.

Première partie

**Pourquoi et comment modéliser le
manteau neigeux en montagne ?**

Chapitre 1

Le manteau neigeux en montagne et ses enjeux

Sommaire

1.1	Du flocon de neige à la cryosphère : échelles de variabilité du manteau neigeux	21
1.1.1	La neige, du nuage au sol	21
1.1.2	Sources de variabilité après dépôt de la neige au sol	25
1.2	Observations du manteau neigeux	33
1.3	Pourquoi modéliser le manteau neigeux en montagne ?	37
1.3.1	Prévision du risque d'avalanche	37
1.3.2	La neige, or blanc du tourisme hivernal	38
1.3.3	Ressources en eau	39
1.3.4	Ecosystèmes montagnards	39
1.3.5	Changement climatique en montagne	40
1.4	Synthèse du chapitre	40

1.1 Du flocon de neige à la cryosphère : échelles de variabilité du manteau neigeux

La neige est un matériau poreux constitué d'une matrice de glace et d'air. Dans les pores, l'eau est également présente sous forme de vapeur d'eau, et parfois d'eau liquide. Depuis la formation du flocon dans les nuages à la fonte des névés de montagne en été, le matériau neige présente une complexité et une diversité de propriétés physiques qui contribuent à la forte variabilité temporelle et spatiale du manteau neigeux. Cette variabilité couvre une large gamme d'échelles temporelles : l'effet d'une pluie verglaçante sur le manteau neigeux est de l'ordre de la seconde par la formation quasi-instantanée de glace en surface, quand la densification progressive de la neige pour former la glace d'un glacier est de l'ordre des années. Cette forte variabilité se retrouve aussi sur une grande diversité d'échelles spatiales : une coupe verticale du manteau neigeux peut exhiber des couches aux propriétés physiques très différentes sur une épaisseur de quelques centimètres, voire millimètres, tandis que l'étendue du couvert neigeux à l'échelle planétaire a une influence marquée sur le climat (Flanner et al., 2011). Avant même d'envisager décrire la variabilité du manteau neigeux par la modélisation numérique, il convient donc d'en présenter les principales échelles et d'identifier les facteurs qui en sont à l'origine.

1.1.1 La neige, du nuage au sol

1.1.1.1 Formation de la neige dans l'atmosphère

Les nuages se forment par une ascendance d'air qui peut être due à de la convection thermique, à la convergence au sein d'une dépression, à un soulèvement orographique ou entre deux masses d'air à échelle synoptique. Cette ascendance génère la condensation de la vapeur d'eau sur des noyaux de condensation. Les nuages sont ainsi constitués de gouttelettes d'eau d'un diamètre de l'ordre de 20 μm qui peuvent rester en surfusion, c'est-à-dire à l'état liquide à température négative, jusqu'à des températures très basses (-40°C ; Pruppacher, 1995). Celles-ci peuvent cohabiter avec des cristaux de glace et de nombreux types d'aérosols (d'origine naturelle ou issus de la pollution par exemple). Selon leur nature, les aérosols peuvent jouer le rôle de noyaux glaciogènes (e.g. Christner et al., 2008), sur lesquels peut s'initier une croissance de glace. Cette croissance se produit généralement par effet Bergeron (Bergeron, 1935) : à température négative donnée, la pression de vapeur saturante de la vapeur d'eau par rapport à la glace est plus faible que par rapport à l'eau liquide, ce qui favorise la condensation de la vapeur d'eau sur les cristaux de glace au dépend des gouttelettes d'eau qui s'évaporent. Les conditions de température et d'humidité déterminent la croissance et donc la géométrie

des cristaux de neige formés (Fig. 1.1, Libbrecht, 2005). Les cristaux peuvent également subir des processus d'agrégation dus à leurs collisions. Il se forme alors des flocons de neige constitués d'une agrégation de cristaux primaires. Le troisième processus de croissance est le givrage direct des gouttelettes sur les cristaux ou flocons. Si le processus de givrage est important, il peut former de la neige roulée avec des flocons recouverts de gouttelettes congelées leur donnant un aspect de boule. A l'image des gouttes de pluie, quand les flocons atteignent une taille suffisante, leur poids excède les forces ascendantes qui les maintiennent en suspension, ce qui donne lieu à des précipitations neigeuses, ou à de la pluie s'il y a fonte au cours de la chute. L'ensemble de ces processus de microphysique nuageuse est décrit avec exhaustivité par Pruppacher and Klett (1996).

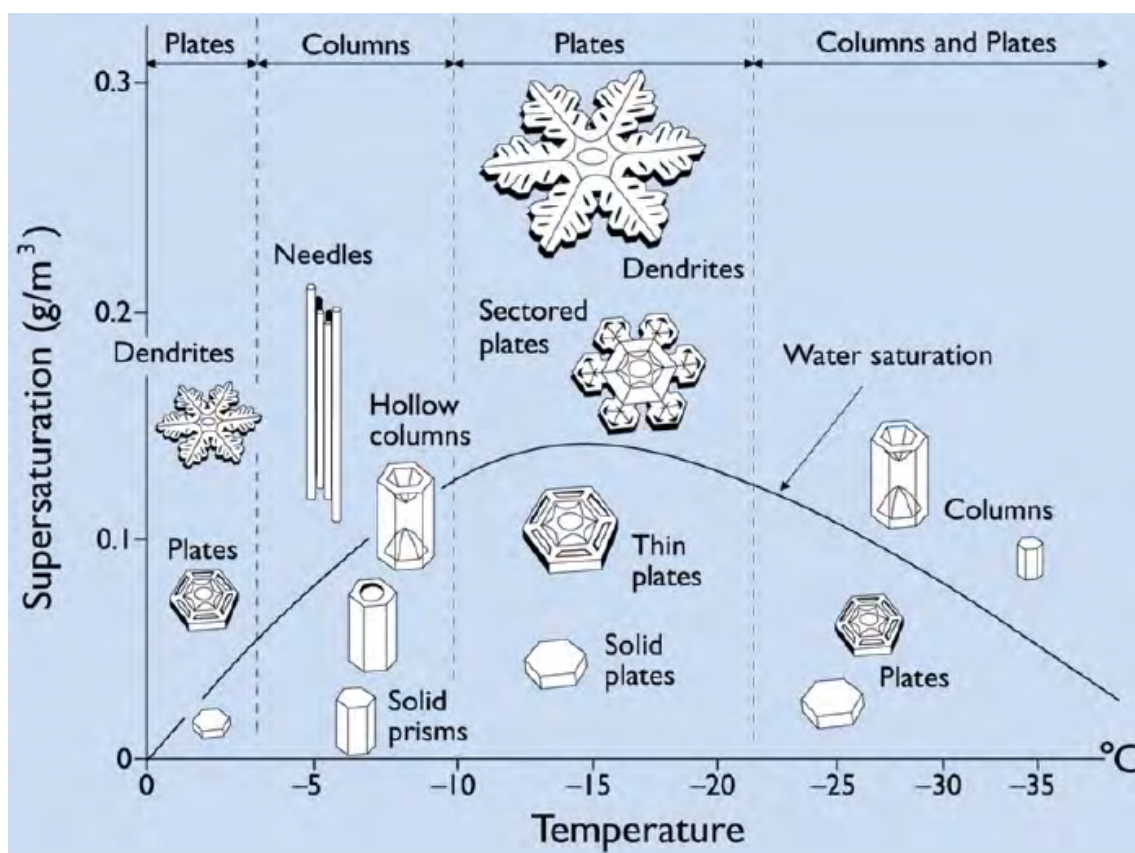


FIGURE 1.1 – Diagramme de morphologie des cristaux de glace, avec les différents types de cristaux formés en fonction de la température et de la sursaturation en vapeur d'eau par rapport à la glace (d'après Libbrecht, 2005; Nakaya, 1954).

1.1.1.2 Effets orographiques sur la variabilité des précipitations

La présence d'une chaîne montagneuse a des effets marqués sur les précipitations, en particulier neigeuses. C'est une source importante de variabilité spatiale du dépôt de

neige au sol. Les effets orographiques (i.e. dus à la topographie) sur les précipitations constituent un domaine de recherche large et complexe dont nous présentons ici succinctement quelques principes, utiles à la contextualisation de notre étude. Le lecteur pourra par exemple se référer à Houze (2012) ou Stoelinga et al. (2013) pour une introduction exhaustive à ces phénomènes.

Une chaîne de montagnes constitue un obstacle à la circulation des masses d'air. A l'approche du relief, elles doivent le contourner ou le surmonter. Cette opposition aux flux synoptiques peut modifier la circulation des masses d'air à grande échelle. Ainsi, par flux de Nord-Ouest, la chaîne des Alpes divise les flux en deux branches ce qui creuse une dépression dynamique à l'abri du relief, donnant naissance ou accentuant les dépressions du golfe de Gênes (e.g. Tafferter, 1990; Trigo et al., 2002). Mais les effets de la topographie sur les masses d'air se retrouvent surtout sur les précipitations en montagne. En effet, comme nous l'avons évoqué en Sect. 1.1.1.1, les nuages se forment par ascensions atmosphériques. Les montagnes jouent ce rôle par soulèvement orographique qui implique une détente des masses d'air, et donc un refroidissement adiabatique. A partir d'une certaine altitude et si la masse d'air est suffisamment humide, la température peut devenir inférieure au point de rosée ce qui déclenche la condensation de la vapeur d'eau. Ce processus peut aller jusqu'à la formation de précipitations (Fig. 1.2).

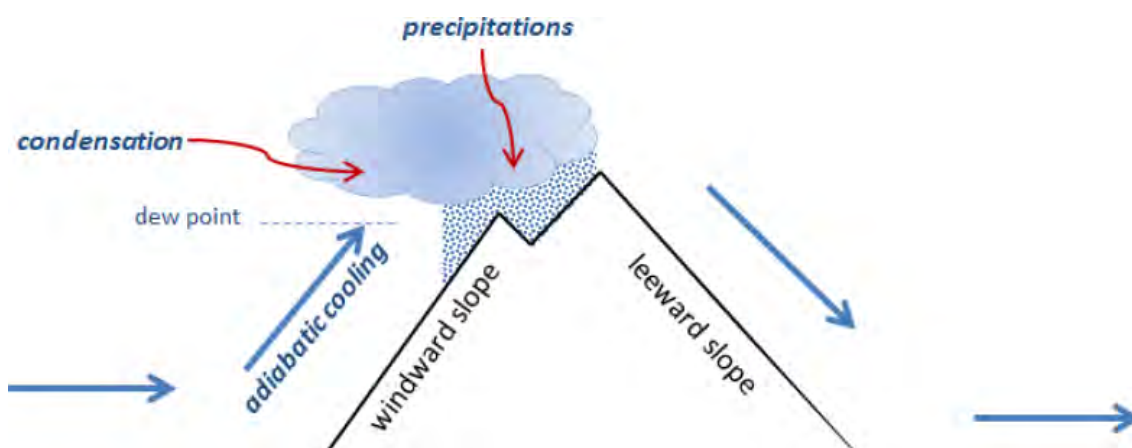


FIGURE 1.2 – Principe simplifié des précipitations orographiques.

Néanmoins, les soulèvements orographiques sont rarement générateurs de précipitations à eux seuls et ont le plus souvent un effet d'accentuation des précipitations (Houze, 2012). C'est par exemple le cas avec l'effet "seeder-feeder" (Bergeron, 1965; Stoelinga et al., 2013). Si un nuage (dit "feeder") formé par soulèvement orographique est surmonté d'un nuage précipitant (dit "seeder") issu d'un flux atmosphérique de plus haute altitude, alors les précipitations résultantes sous le nuage orographique "feeder" sont plus importantes que la somme des précipitations des deux nuages pris indépendamment

(Fig. 1.3). En effet, les hydrométéores (solides ou liquides) précipitant du nuage "seeder" collectent, au cours de leur chute à travers le nuage "feeder", des gouttelettes dont la taille était insuffisante pour tomber seules.

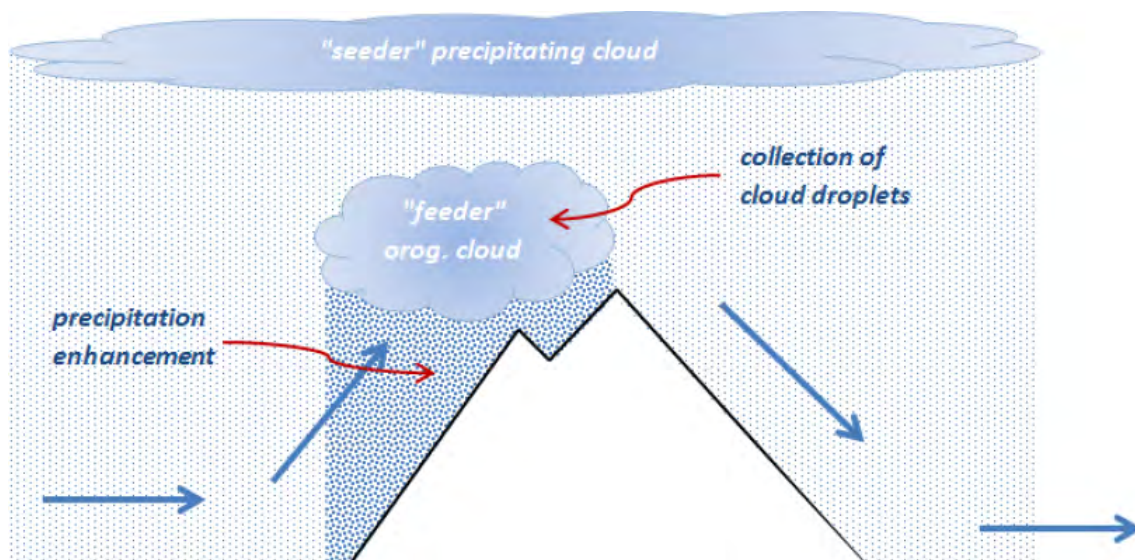


FIGURE 1.3 – Principe simplifié de l'effet "seeder-feeder" en montagne.

Sur le versant au vent, le soulèvement orographique provoque donc une condensation forcée et une accentuation des précipitations. Ce processus peut s'accompagner de conditions météorologiques très différentes sur le versant sous le vent. Un exemple caractéristique est l'effet de Foehn (Richner and Hächler, 2013) : au cours du soulèvement sur le versant au vent, la condensation au sein de la masse d'air dégage de la chaleur latente. Les précipitations au vent lui retirent progressivement de l'humidité. Lorsque cette masse d'air redescend sur le versant sous le vent, elle subit une compression qui contribue à évaporer les hydrométéores. Mais la masse d'air ayant été asséchée par les précipitations, la chaleur latente nécessaire est plus faible ce qui implique une augmentation de la température plus rapide au cours de la descente. Le contraste est alors marqué entre le versant au vent, avec une masse d'air froide et humide donnant des précipitations en montagne, et le versant sous le vent, avec une masse d'air chaude et sèche et un ciel souvent dégagé. A l'origine désignant un vent de secteur Sud s'asséchant sur le versant Nord des Alpes suisses ou autrichiennes, ce phénomène se retrouve par exemple fréquemment dans les Pyrénées avec un effet de Foehn côté espagnol par flux de Nord-Ouest et côté français par flux de Sud-Ouest.

A ces effets généraux de l'orographie sur les précipitations s'ajoutent des effets propres aux chutes de neige. Les flocons de neige ont une vitesse de chute bien moindre que celles des gouttes de pluie : de nombreuses études (e.g. Locatelli and Hobbs, 1974;

Garrett et al., 2012) rapportent des vitesses de sédimentation typiques entre 0.1 m s^{-1} et 1 m s^{-1} (hors neige roulée), soit environ dix fois moins que pour une goutte de pluie (e.g. Gunn and Kinzer, 1949). De ce fait, les flocons de neige sont davantage sensibles à un possible déplacement par le vent avant d'atteindre le sol. Plusieurs études ont mis en évidence un transport accru des précipitations du versant au vent vers le versant sous le vent pour la neige par rapport à la pluie (e.g. Colle, 2004; Zängl, 2007). Cet effet est également à considérer à l'échelle d'une crête. Pour expliquer cette accumulation accrue de neige sous le vent de la crête, Lehning et al. (2008) ont introduit le concept de dépôt préférentiel des chutes de neige, dont la variabilité spatiale est due aux modifications des flux atmosphériques proches de la surface par la topographie. Ainsi, la convergence des flux imposée par la pente au vent de la crête implique une augmentation de la vitesse du vent et des ascendances, ce qui réduit la vitesse de dépôt et donc augmente la concentration de flocons. A l'inverse, sous le vent de la crête, les flux divergent, d'où une vitesse de dépôt accrue combinée à la concentration plus élevée de flocons. Mott et al. (2014) ont également montré des accumulations de neige plus fortes sous le vent d'une crête par l'effet combiné du dépôt préférentiel et de l'advection du maximum de précipitation. Récemment, Gerber et al. (2017) et Wang and Huang (2017) ont aussi identifié le rôle de la stabilité atmosphérique sur la localisation des maxima de dépôts. Enfin, Mott et al. (2014) et Vionnet et al. (2017a) ont mis en évidence l'effet de processus microphysiques (givrage des cristaux, effet "seeder-feeder" local...) sur les distributions spatiales de chutes de neige à petite échelle. Ces sources de variabilité interviennent néanmoins à échelle locale (de l'ordre de la dizaine à la centaine de mètres).

Enfin, au cours d'un même épisode de précipitations en montagne, la limite pluie-neige peut présenter de très fortes variations spatio-temporelles (Stewart, 1992). La limite pluie-neige est fortement liée à l'altitude de l'isotherme 0°C , mais des flocons de neige peuvent subsister plusieurs centaines de mètres plus bas, selon la stabilité du profil atmosphérique. Froidurot et al. (2014) ont montré que la température de l'air et l'humidité relative proche de la surface étaient les principales variables météorologiques explicatives pour déterminer la phase des précipitations. Marks et al. (2013) ont quant à eux passé en revue plusieurs méthodes de détermination de la phase des précipitations en montagne, se basant sur la température de l'air, le point de rosée et la température du thermomètre mouillé près de la surface.

1.1.2 Sources de variabilité après dépôt de la neige au sol

Mais la connaissance seule de la variabilité spatiale et temporelle des chutes de neige ne permet pas de déterminer toute la variabilité du manteau neigeux au sol. Une fois déposée au sol, la neige subit de multiples transformations par redistribution locale, effets

atmosphériques locaux ou métamorphisme.

1.1.2.1 Redistribution locale de la neige

La neige au sol peut d'abord être soumise à des mécanismes de redistribution locale. Le transport de neige par le vent en est un exemple significatif (e.g. Pomeroy and Gray, 1995). Il intervient dans les zones enneigées exposées au vent, et se déclenche quand les forces aérodynamiques du vent excèdent le poids des grains en surface du manteau neigeux et les forces de cohésion entre eux (Schmidt, 1980). Les grains peuvent alors être transportés selon trois modes principaux (e.g. Vionnet, 2012) : ils peuvent d'abord rouler à la surface du manteau neigeux (reptation), suivre des trajectoires balistiques au sein d'une couche de 1 à 10 cm d'épaisseur (saltation), ou être diffusés par turbulence sur plusieurs dizaines de mètres de verticale (suspension turbulente). Dans le cas de la suspension turbulente, les particules peuvent être transportées horizontalement sur plusieurs centaines de mètres ou se sublimer. Le transport de neige par le vent est donc source d'hétérogénéité du manteau neigeux. A échelle très locale (du centimètre au mètre), la rugosité de surface est affectée par le transport de neige par le vent et des structures d'érosion éolienne telles que les sastrugi peuvent se former (e.g. Amory et al., 2016). En montagne peuvent apparaître des hétérogénéités marquées de quantités de neige au sol à l'échelle de plusieurs dizaines voire centaines de mètres, de part et d'autre des crêtes notamment (e.g. Mott et al., 2010, 2011; Vionnet et al., 2014) : la neige est ainsi érodée sur le versant au vent et s'accumule sur le versant sous le vent.

La redistribution de la neige peut aussi se produire sans cause atmosphérique directe. La neige au sol n'échappe pas à son propre poids qui peut participer à sa redistribution locale par avalanches sur les pentes suffisamment raides (on retient empiriquement une pente minimale de 30° pour le déclenchement d'une avalanche, e.g. Schweizer et al., 2003; Maggioni and Gruber, 2003). Les avalanches sont initiées par une instabilité du manteau neigeux liée à des éléments déclencheurs externes et/ou à sa structure interne, que nous évoquerons plus loin. Les masses déplacées peuvent être significatives à l'échelle d'un vallon, voire d'un bassin versant entier (e.g. Bernhardt et al., 2012), tout particulièrement sur les pentes les plus raides (Sommer et al., 2015). Cette redistribution est particulièrement visible à la fonte avec la présence de langues de neige persistantes à la base des couloirs d'avalanches.

1.1.2.2 Effets atmosphériques locaux sur les bilans d'énergie et de masse du manteau neigeux

Nous avons jusqu'ici décrit les processus d'accumulation neigeuse (précipitations, transport de neige par le vent et par avalanches) ainsi que deux processus d'ablation

(érosion éolienne et par avalanches). Ces processus conditionnent partiellement le bilan de masse du manteau neigeux. Il est complété par des effets micro-météorologiques, à proximité immédiate de la surface. Ces effets atmosphériques locaux déterminent également le bilan d'énergie du manteau neigeux. Ces processus sont représentés en Fig. 1.4. Le lecteur pourra par ailleurs se référer à Armstrong and Brun (2008) pour une présentation plus exhaustive.

Atmosphère

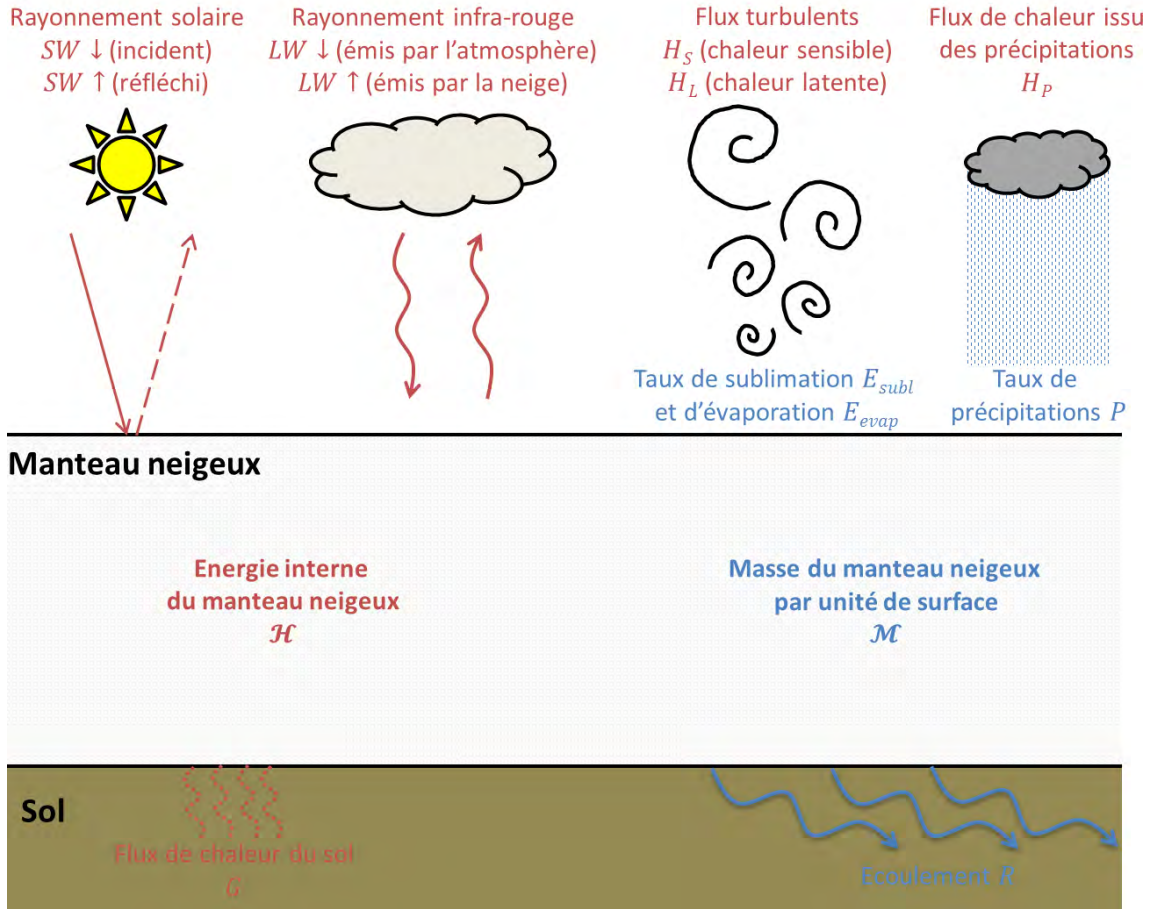


FIGURE 1.4 – Bilans de masse et d'énergie du manteau neigeux, en l'absence de transport de neige par le vent et de redistribution gravitaire par avalanche. Les termes du bilan de masse sont représentés en bleu, ceux du bilan d'énergie en rouge.

En l'absence de transport de neige par le vent et de transport gravitaire par avalanche, le bilan de masse du manteau neigeux, avec les notations de la Fig. 1.4, s'écrit :

$$\frac{d\mathcal{M}}{dt} = P - E_{subl} - E_{evap} - R \quad (1.1)$$

Aux précipitations s'ajoutent les taux de sublimation E_{subl} et d'évaporation E_{evap} à l'interface neige/atmosphère. Ils dépendent de l'humidité atmosphérique au-dessus de la

surface, de son écart à la saturation par rapport à la glace et de la vitesse du vent. Selon les conditions micro-météorologiques, le manteau neigeux peut à l'inverse gagner de la masse par condensation solide aboutissant à un dépôt de givre. Enfin, l'eau liquide ayant atteint la base du manteau neigeux s'échappe par écoulement ou infiltration dans le sol. Le manteau neigeux peut fondre quand son énergie interne est suffisamment élevée pour permettre le changement d'état. Il faut donc déterminer son bilan d'énergie.

Le bilan d'énergie du manteau neigeux, avec les notations de la Fig. 1.4 et en comptant positivement les flux vers l'extérieur du manteau neigeux, s'écrit :

$$-\frac{d\mathcal{H}}{dt} = SW \downarrow + SW \uparrow + LW \downarrow + LW \uparrow + H_S + H_L + H_P + G \quad (1.2)$$

- A l'interface neige/atmosphère, le rayonnement solaire $SW \downarrow$ joue un rôle décisif. Ce rayonnement est principalement situé dans la gamme de longueurs d'onde du visible [400 nm, 800 nm] et du proche infra-rouge [800 nm, 2500 nm]. Si l'irradiance solaire sur une surface horizontale atteint 1361 W m^{-2} au sommet de l'atmosphère (Kopp and Lean, 2011), elle est réduite au niveau du sol par absorption, réflexion et diffusion du rayonnement solaire dans l'atmosphère. La transmissivité atmosphérique dépend essentiellement de la présence de nuages et de la concentration en divers aérosols. Le rayonnement $SW \downarrow$ reçu à la surface du manteau neigeux résulte de l'addition du rayonnement direct et du rayonnement diffus, et présente un cycle diurne marqué.
- Le rayonnement $SW \uparrow$ correspond à la part du rayonnement solaire réfléchi par le manteau neigeux. La neige possède en effet un fort albédo dans le spectre solaire (Warren, 1982), qui peut atteindre 0,95 pour de la neige fraîche, mais qui décroît dans le visible par dépôt d'impuretés et dans le proche infra-rouge par diminution de la surface spécifique de la neige (SSA, décrite en Sect. 1.2) due aux métamorphismes (Dumont et al., 2017).
- Le rayonnement $LW \downarrow$ correspond au rayonnement thermique infra-rouge (dans la gamme de longueurs d'onde [4 μm , 100 μm]) émis par l'atmosphère, principalement dans les couches proches du sol (Schmetz, 1989). Il dépend surtout de la température et de la colonne de vapeur d'eau, la présence de nuages augmentant sensiblement l'émissivité atmosphérique (e.g. Sicart et al., 2016).
- Le manteau neigeux émet un rayonnement thermique infra-rouge $LW \uparrow$ à sa température de surface et avec une émissivité relativement invariante et proche de 1 (Warren, 1982).
- Les flux turbulents concernent la proximité immédiate de la surface du manteau neigeux (Martin and Lejeune, 1998). Le flux de chaleur latente H_L correspond à la

chaleur latente dégagée par sublimation, condensation ou évaporation à l'interface neige/atmosphère et transportée par les tourbillons de turbulence. Ils sont donc d'autant plus importants que l'écart de l'humidité atmosphérique à sa valeur de saturation au-dessus de la glace est élevé, et que le vent est fort. Le flux de chaleur sensible H_S , également transporté par les tourbillons de turbulence, est d'autant plus intense que l'écart de température entre l'air et la surface de la neige est élevé, et que le vent est fort.

- Le flux de chaleur issu des précipitations H_P est généralement négligeable, hormis dans le cas d'une pluie chaude sur un manteau neigeux froid.
- A l'interface neige/sol intervient le flux de chaleur G , qui restitue la chaleur stockée pendant l'été. Aux latitudes tempérées, ce flux de chaleur contribue par exemple à maintenir la base du manteau neigeux à une température proche de 0°C pendant tout l'hiver.

En montagne, le bilan radiatif constitue une source importante de variabilité spatiale du manteau neigeux. Il est en effet fortement influencé par la configuration topographique. Oliphant et al. (2003) identifient les facteurs de variabilité suivants, par ordre d'importance : l'orientation, la pente, l'altitude, l'albédo, les ombres, la proportion de ciel visible et l'indice de surface foliaire. Ces effets sont résumés en Fig. 1.5.

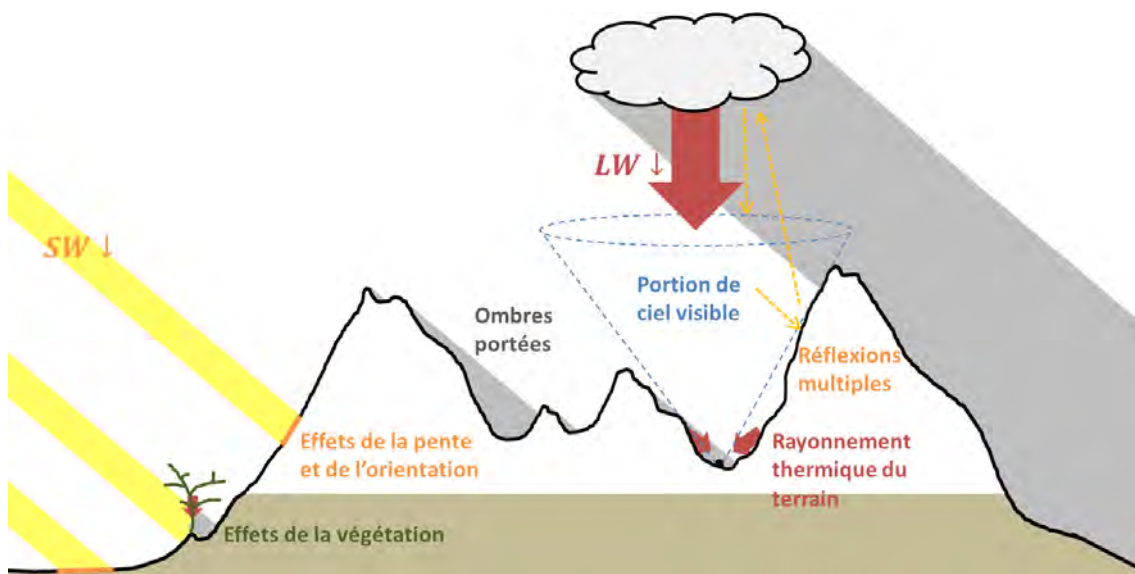


FIGURE 1.5 – Effets topographiques sur les rayonnements incidents en montagne.

- L'orientation et la pente déterminent l'exposition au rayonnement solaire, l'intensité reçue au sol étant plus élevée pour une surface orthogonale à ce rayonnement : en hiver dans l'hémisphère Nord, à une même altitude, la quantité d'énergie reçue

est beaucoup plus marquée sur les pentes raides orientées au Sud que sur les pentes Nord.

- En présence de nuages, l'albédo élevé de la neige implique des réflexions multiples du rayonnement solaire entre les pentes et la base des nuages, ce qui peut augmenter l'intensité totale incidente (Wendler et al., 2004).
- Une altitude plus élevée implique par ailleurs une moindre épaisseur atmosphérique à traverser pour le rayonnement solaire qui est donc plus intense par ciel clair. A l'inverse, la température y est plus faible et la colonne verticale de vapeur d'eau est moins importante d'où un moindre rayonnement atmosphérique infra-rouge : Marty et al. (2002) ont ainsi mis en évidence un gradient vertical moyen de $LW \downarrow$ de $-29 \text{ W m}^{-2} \text{ km}^{-1}$.
- En outre, une topographie complexe environnante peut induire des ombres réduisant le temps d'exposition au rayonnement solaire direct : les zones ombragées ne reçoivent alors qu'un rayonnement diffus. La topographie environnante réduit aussi la proportion de ciel visible et donc le rayonnement atmosphérique associé, mais ajoute en contrepartie un rayonnement thermique du terrain (Plüss and Ohmura, 1997).
- Enfin, la présence d'arbres peut masquer le soleil et constituer une source de rayonnement infra-rouge supplémentaire (Pomeroy and Dion, 1996).

Au-delà du bilan de masse, le bilan d'énergie du manteau neigeux permet de déterminer son état thermique, et ainsi l'état microstructural de ses couches contrôlé par le métamorphisme de la neige.

1.1.2.3 Métamorphisme de la neige

Le dépôt progressif des flocons de neige au sol se traduit par la formation de couches plus ou moins homogènes au sein du manteau neigeux (Colbeck, 1991). Les particules déposées subissent de multiples transformations (Colbeck, 1982). Afin de décrire la microstructure des couches du manteau neigeux, on peut faire appel à ses propriétés physiques, que l'on détaillera en Sect. 1.2. On peut aussi utiliser la notion de "grain", qui correspond au sens strict à un seul cristal de glace (avec une unique orientation de la matrice cristalline). On utilise néanmoins le terme de "grain" (ou "particule") au sens large pour des structures poly-cristallines qui correspondent à la plus petite unité de neige observable à la loupe (Fierz et al., 2009). Les grains de neige au sol sont décrits selon leurs propriétés morphologiques et micro-structurales, bien que l'on préfère désormais considérer ces propriétés en termes de structure locale de la neige et non plus de grains (e.g. Fierz et al., 2009; Carmagnola, 2013). Une classification internationale

des types morphologiques de neige est exposée en détail par Fierz et al. (2009). Les flocons récemment déposés avec une structure proche de celle formée dans les nuages sont appelés "neige fraîche" ("precipitation particles" en anglais). Leur cohésion, assez faible, est essentiellement due au feutrage, c'est-à-dire à l'imbrication des dendrites (branches). Avec le temps, ces cristaux sont rapidement déstructurés et se fragmentent, mais la structure initiale reste identifiable, c'est pourquoi on parle de "particules reconnaissables" ("decomposing and fragmented precipitation particles"). La fragmentation des cristaux est due à des facteurs mécaniques (vent ou poids des couches supérieures). Selon la température du manteau neigeux, la neige subit alors deux types de métamorphismes : les métamorphismes de neige sèche quand la température est strictement négative, et les métamorphismes de neige humide quand le manteau neigeux est à 0°C (Colbeck, 1982). L'ensemble de ces métamorphismes est illustré en Fig. 1.6.

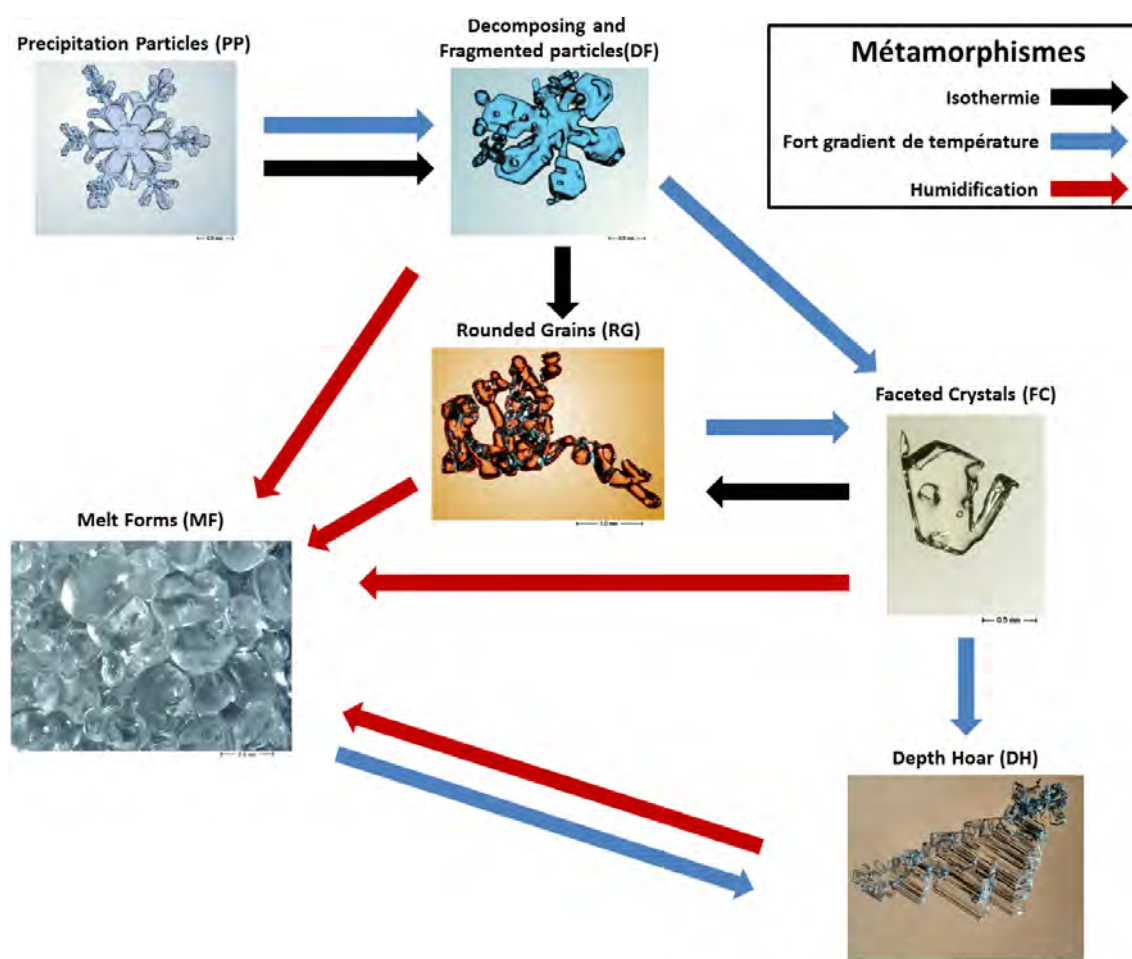


FIGURE 1.6 – Métamorphismes et types de grains. Photographies du Centre d'Etudes de la Neige (Météo-France/CNRS, Grenoble, France).

Les métamorphismes de neige sèche font intervenir l'eau à l'état solide et à l'état

gazeux. Ils sont l'effet des transferts de vapeur d'eau au sein du manteau neigeux (Colbeck, 1983) et résultent d'une concurrence entre métamorphisme d'isothermie et métamorphisme de gradient. Le métamorphisme d'isothermie a pour origine la loi de Kelvin exprimant la pression de vapeur saturante à proximité d'une surface de glace comme une fonction décroissante du rayon de courbure de cette surface (Colbeck, 1980). Il en résulte, à l'échelle des grains, une sur-saturation en vapeur d'eau à proximité des surfaces convexes et une sous-saturation à proximité des surfaces concaves, qui impliquent un flux de vapeur d'eau favorisant la sublimation des zones les plus convexes et la condensation aux zones concaves. Ce processus tend à lisser les angles et arrondir les grains, et contribue à former des ponts de glace entre eux, favorisant leur cohésion par frittage. Le métamorphisme de gradient est lié, quant à lui, à l'existence d'un gradient vertical de température (Marbouty, 1980; Calonne et al., 2014). Typiquement, dans les Alpes, la base du manteau neigeux, au contact du sol, reste en effet à une température proche de 0°C pendant tout l'hiver. A l'inverse, la surface du manteau neigeux peut atteindre des températures très froides (par exemple par perte d'énergie radiative lors d'une nuit de ciel clair). La conductivité thermique de la neige étant faible, de forts gradients de température peuvent apparaître, surtout si le manteau neigeux est peu épais. Or un gradient vertical de température implique un gradient de pression de vapeur saturante et donc un flux ascendant de vapeur d'eau. A l'échelle des grains, il y a sublimation au sommet d'un grain et condensation à la base des grains au-dessus (localement plus froids), ce qui aboutit à la formation de faces anguleuses. Quand le gradient de température est faible (typiquement inférieur à 5 K m^{-1}), le métamorphisme d'isothermie domine, et on observe la lente formation de "grains fins" ("rounded grains" en anglais). Quand le gradient de température est plus élevé (typiquement entre 5 K m^{-1} et 15 K m^{-1}), le métamorphisme de gradient l'emporte et l'on voit l'apparition de facettes avec des angles relativement arrondis car les effets de courbure sont encore présents. On parle alors de "faces planes" ("faceted crystals"). Enfin, par fort gradient de température (typiquement supérieur à 15 K m^{-1}), les grains croissent en prenant une forme pyramidale et anguleuse donnant des "gobelets" ou "givre de profondeur" ("depth hoar"). De manière générale, plus le facettage est important, plus la neige perd en cohésion du fait d'un moindre frittage que pour les grains fins.

Quand le manteau neigeux est à 0°C , le manteau neigeux contient de l'eau liquide. Les grains, quelque soit leur morphologie préalable, grossissent et s'arrondissent pour former des "grains ronds" ("melt forms") : on parle de métamorphisme de neige humide (Brun, 1989). Ces grains ont une forte cohésion en cas de regel, car ils sont alors reliés par des ponts de glace. A l'inverse, plus le manteau est humide, plus la cohésion est faible.

A ces types de neige issus des métamorphismes, Fierz et al. (2009) ajoutent les "formations de glace" ("ice forms") qui se forment par percolation de l'eau liquide dans le manteau neigeux (Pfeffer and Humphrey, 1998; Wever et al., 2016), regel de neige fondue en surface (Ozeki and Akitaya, 1998) ou pluie verglaçante (Moroz, 2002). Le "givre de surface" ("surface hoar") se forme par condensation rapide de la vapeur d'eau atmosphérique en surface du manteau neigeux quand celui-ci est froid et que l'humidité de l'air est élevée : la neige a alors un aspect de feuilles aux formes anguleuses et à très faible cohésion (e.g. Lutz et al., 2007; Horton et al., 2015). Enfin, la "neige de culture" ("machine-made snow") issue des enneigeurs est formée par la solidification de gouttelettes d'eau, donnant de petits grains sphériques (Spandre et al., 2016b).

1.2 Observations du manteau neigeux

Le manteau neigeux peut être décrit par ses propriétés physiques, dont les mesures permettent une quantification de sa variabilité spatiale et temporelle. Ces mesures se basent sur des observations in-situ ou par télédétection. On distingue d'abord les propriétés décrivant le manteau neigeux sur toute son épaisseur :

- La hauteur de neige totale (SD pour Snow Depth en anglais, exprimée en m) est la mesure du manteau neigeux la plus commune de par sa facilité d'acquisition. Les variations de SD dépendent d'une part des processus d'accumulation et d'ablation du manteau neigeux, d'autre part du tassement de la neige. Elle peut être mesurée par un observateur à l'aide d'une sonde ou par une station automatique à l'aide d'un capteur ultrason ou laser. Dans les massifs montagneux français, elle est notamment mesurée au pas horaire par le réseau de stations automatiques de haute montagne de Météo-France (dites "nivôses" ; Lecorps and Morin, 2015) et quotidiennement par les observateurs nivo-météorologiques des stations de ski, en saison hivernale. La hauteur de neige peut également être mesurée par télédétection laser (Deems et al., 2013), aussi appelée Lidar (light detection and ranging) : celle-ci peut être aéroportée (e.g. Grünwald et al., 2013) ou terrestre (e.g. Prokop, 2008). La photogrammétrie, à bord d'un avion (e.g. Bühler et al., 2015; Nolan et al., 2015) ou d'un drone (e.g. Vander Jagt et al., 2015), offre une alternative à moindre coût. Enfin, récemment, des cartes de hauteur de neige à résolution métrique ont été produites à partir d'images satellites tri-stéréoscopiques (Marti et al., 2016).
- La masse totale du manteau neigeux, par unité de surface, aussi appelée équivalent en eau de la neige (SWE pour Snow Water Equivalent en anglais, exprimé en kg m^{-2} , ou en mm en considérant une masse volumique de l'eau de 1000 kg m^{-3})

est la masse totale d'eau condensée sur toute l'épaisseur, c'est-à-dire la masse de l'eau issue d'une fonte instantanée du manteau neigeux. Cette grandeur est donc particulièrement indicative pour l'hydrologie. Elle est reliée à la hauteur de neige totale par la densité ou masse volumique moyenne (exprimée en kg m^{-3}) : $\rho = SWE/SD$. Les variations de SWE dépendent des processus d'accumulation et d'ablation du manteau neigeux. Le SWE peut être mesuré manuellement par pesée d'un carottage vertical, ou bien automatiquement par des capteurs au sol de flux neutronique du rayonnement cosmique, en considérant l'atténuation de ce dernier par l'atmosphère puis le manteau neigeux (Kodama, 1980). Dans les massifs montagneux français, EDF (Electricité de France) exploite ainsi une quarantaine de capteurs NRC (Nivomètres à Rayonnement Cosmique), fonctionnant sur ce principe (Gottardi et al., 2013). Dans le réseau américain de stations automatiques SNOTEL¹, le SWE est mesuré à l'aide d'instruments dits "snow pillows" fonctionnant sur un principe de balances à neige (e.g. Serreze et al., 1999). En télédétection par satellite, les micro-ondes passives peuvent être utilisées pour estimer le SWE, mais ces mesures sont encore soumises à de nombreuses incertitudes (e.g. Davenport et al., 2012; Dozier et al., 2016).

On peut par ailleurs mesurer des propriétés physiques décrivant un état local de la neige (en pratique une couche du manteau neigeux). A cette fin, l'observateur réalise un sondage stratigraphique, c'est-à-dire une coupe verticale du manteau neigeux (Fig. 1.7). Il délimite alors visuellement une stratification verticale en couches homogènes. De tels sondages sont réalisés régulièrement au cours de l'hiver par les observateurs nivométéorologiques des stations de ski et par les nivologues de Météo-France, afin de collecter des données pour aider à la prévision du risque d'avalanche. L'observateur peut mesurer les propriétés suivantes, pour chaque couche ou à intervalle régulier sur la verticale :

- La température (exprimée en K) est une variable essentielle pour caractériser l'état physique de la neige. On la mesure à l'aide d'une sonde électronique. Des mesures régulières sur la verticale donnent accès au gradient vertical de température, indicatif des métamorphismes en jeu (Sect. 1.1.2.3).
- La densité, ou masse volumique (exprimée en kg m^{-3}), peut présenter une variabilité très marquée sur la verticale d'un manteau neigeux. Sa variabilité spatiale horizontale est néanmoins moindre que celle de la hauteur de neige (López-Moreno et al., 2013). Elle est généralement comprise entre 20 kg m^{-3} pour de la neige fraîche très légère et 600 kg m^{-3} pour de la neige humide de névé. La densité de la neige tombante est influencée par la température et le vent (e.g. Pahaut, 1975),

1. <https://www.wcc.nrcs.usda.gov/snow/> (consulté le 18 septembre 2017)



FIGURE 1.7 – Photographie d'une coupe verticale du manteau neigeux au col du Lautaret. Crédits : F. Tuzet.

ainsi que par le type d'hydrométéores et leur degré de givrage (Power et al., 1964; Ishizaka et al., 2016). Une fois au sol, la densité de la neige évolue selon le vent, le tassement et les métamorphismes. Elle se mesure par pesée de carottiers de volume connu.

- Pour chaque couche identifiée, l'observateur détermine le type de grain principal et sa taille caractéristique à l'aide d'une loupe. De telles mesures sont néanmoins subjectives et peuvent présenter des variations non négligeables d'un observateur à l'autre.
- La surface spécifique de la neige (SSA pour Specific Surface Area en anglais, exprimée en $\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$) représente la surface totale de l'interface glace-air par unité de masse. C'est une grandeur importante pour la description de l'état microstructural de la neige, variant selon le type de grain et la densité (Domine et al., 2007; Morin et al., 2013). Elle a une influence marquée sur les propriétés optiques de la neige (Grenfell and Warren, 1999). La SSA d'un échantillon de neige peut être mesurée notamment grâce à l'instrument DUFIS (Dual Frequency Integrating Sphere for

Snow SSA measurement ; Gallet et al., 2009), exploitant la réflectance infra-rouge hémisphérique de la neige.

- La teneur en eau liquide (TEL, ou LWC pour Liquid Water Content en anglais) représente la proportion massique ou volumique d'eau liquide dans la neige. Sa mesure exploite la variation des propriétés électriques de la neige en présence d'eau liquide.
- La résistance à l'enfoncement (exprimée en N) est un moyen de caractériser la fragilité d'une couche. Elle peut être mesurée à l'aide de sondes manuelles ou électroniques (e.g. Hagenmuller and Pilloix, 2016).
- Les propriétés optiques de la neige peuvent être l'objet de mesures avancées (e.g. Libois et al., 2013). On n'évoquera ici que la plus commune, l'albédo de surface large bande, défini comme le rapport entre le rayonnement réfléchi et le rayonnement incident à courtes longueurs d'ondes (visible et proche infra-rouge). Une mesure classique consiste en l'utilisation de deux pyranomètres (capteurs de rayonnement à courtes longueurs d'ondes), l'un orienté vers le ciel, l'autre vers la surface de la neige.

Enfin, la télédétection optique par l'imageur MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer), à bord des satellites TERRA et AQUA, permet d'obtenir des images quotidiennes de la fraction de couvert nival (MOD10A1, Klein and Stroeve, 2002). Celles-ci sont obtenues grâce aux spectromètres dans sept bandes spectrales du visible et du proche infra-rouge parmi les 36 bandes spectrales de MODIS. La résolution spatiale varie entre 250 m et 1 km selon la bande spectrale. Des cartes du couvert neigeux sont également dérivées des satellites LANDSAT-8 et Sentinel-2 (e.g. Dedieu et al., 2016) à échelle régionale à des résolutions spatiales beaucoup plus fines (respectivement 30 m et 10 m) mais à des fréquences plus faibles (respectivement 16 jours et 5 jours).

Les observations in-situ régulières du manteau neigeux permettent d'en connaître la variabilité temporelle, ainsi que sa variabilité verticale dans le cas de sondages stratigraphiques. Si elles peuvent être indicatives de l'évolution du manteau neigeux dans une zone définie, leur représentativité spatiale est limitée (Grünwald and Lehning, 2015), et fortement dépendante de la configuration topographique. Par ailleurs, certaines zones montagneuses disposent de peu d'observations in-situ régulières. Les observations de télédétection permettent de palier à cette extension spatiale limitée des observations in-situ. Des observations telles que le Lidar aéroporté ou terrestre fournissent par exemple des cartes décrivant avec précision la variabilité spatiale du manteau neigeux à l'échelle d'un bassin versant (e.g. Revuelto et al., 2014). A l'échelle d'une chaîne de montagnes, la télédétection par satellite apporte des informations distribuées sur des zones étendues, mais avec une description pour le moment très limitée de l'état interne du manteau

neigeux. A ce titre, la modélisation numérique s'avère nécessaire pour obtenir une description fine du manteau neigeux quand les observations disponibles sont limitées. Elle est surtout l'unique moyen de prédire l'évolution future du manteau neigeux.

1.3 Pourquoi modéliser le manteau neigeux en montagne ?

Nous venons de lister les sources de variabilité du manteau neigeux à toutes échelles, depuis la formation des cristaux de neige dans les nuages à leurs multiples transformations une fois déposés. Si les observations in-situ et de télédétection permettent de mesurer une part de cette variabilité, la modélisation numérique en est un complément nécessaire. Nous allons voir ici pourquoi il est essentiel de comprendre et représenter ces facteurs de variabilité pour pouvoir, à terme, modéliser et prévoir l'évolution du manteau neigeux.

1.3.1 Prévision du risque d'avalanche

Si, en Europe, la neige en montagne est souvent synonyme de loisirs sportifs dans des paysages grandioses, il n'en faut pas pour autant oublier son potentiel destructeur et meurtrier, quand les avalanches atteignent des infrastructures ou emportent des vies humaines. En février 2017, des chutes de neige intenses en Afghanistan ont provoqué des avalanches de grande ampleur atteignant des villages et tuant plus de cent personnes². En France, l'ANENA (Association Nationale pour l'Etude de la Neige et des Avalanches³) a recensé une moyenne de 22 accidents mortels et 31 décès par an entre 1980 et 2014 (Jarry, 2015).

Les avalanches peuvent se déclencher spontanément (le plus souvent par surcharge du manteau neigeux à la suite de fortes chutes de neige) ou accidentellement (par surcharge d'un skieur par exemple). En Europe et en Amérique du Nord, environ 85% des avalanches mortelles ont un déclenchement humain accidentel (Schweizer and Jamieson, 2001). L'instabilité du manteau neigeux peut provenir de sa structure interne avec la présence de couches dites "fragiles", c'est-à-dire constituées de grains à faible cohésion (givre de profondeur, givre de surface enfoui, faces planes). Quand une couche fragile est surmontée d'une couche à plus forte cohésion, on parle de structure de plaque (Schweizer et al., 2003). Une surcharge peut alors initier une rupture de la couche fragile qui, si elle est suffisamment large, se propage (Reiweger and Schweizer, 2013; Gaume et al., 2017). Cela initie une rupture de la plaque supérieure qui se propagera plus facilement pour une

2. Source (consultée le 10 août 2017) : www.lemonde.fr/asie-pacifique/article/2017/02/05/plus-de-cent-morts-dans-des-avalanches-en-afghanistan_5074922_3216.html

3. www.anena.org (consulté le 10 août 2017)

plaque dure que pour une plaque friable. Ce type d'avalanches représente la quasi-totalité des accidents d'avalanches en France (90% selon l'ANENA). On distingue également les avalanches en aérosol ou avalanches de poudreuse (Sovilla et al., 2015), dues à une surcharge de neige fraîche peu cohésive, qui peuvent être particulièrement meurtrières quand elles atteignent des habitations⁴. Enfin, les avalanches de neige humide (Baggi and Schweizer, 2009) interviennent dans des manteaux neigeux gorgés d'eau.

Afin de prévoir le risque d'avalanche, il est nécessaire de connaître la structure interne du manteau neigeux, évoluant principalement en fonction des conditions météorologiques. En France, cette mission est remplie par Météo-France qui, de novembre à juin, fournit quotidiennement un bulletin d'estimation des risques d'avalanches⁵. Pour les rédiger, les prévisionnistes nivologues appuient leur expertise : d'une part sur les observations météo-nivologiques réalisées dans les stations de ski françaises ainsi que sur le réseau des nivôses ; d'autre part sur les prévisions des modèles météorologiques, mais aussi sur une modélisation détaillée de la structure du manteau neigeux par massif, bande d'altitude, exposition et pente. Cette modélisation sera présentée en détail au Chapitre 2.

1.3.2 La neige, or blanc du tourisme hivernal

Dans les massifs montagneux européens, et en particulier dans les Alpes françaises, la neige est devenue une ressource économique majeure avec l'apparition des stations de sports d'hiver dans les années 1950, connaissant une véritable explosion dans les années 1980 avec le tourisme de masse. Autour du ski, c'est toute une industrie touristique qui s'est développée, au point de devenir le poumon économique des régions alpines. Au cours de l'hiver 2011/2012, les dépenses des skieurs et de leur entourage dans les stations de ski de Savoie et Haute-Savoie ont représenté 19% du PIB (Produit Intérieur Brut) de ces deux départements (Lecuret et al., 2014). Mais avec le changement climatique et la hausse des températures en montagnes, les conditions d'enneigement mettent en jeu la survie des stations de basse et moyenne altitude. Cette problématique actuelle soulève de nouveaux enjeux en termes de gestion de la neige dans les stations (Spandre et al., 2016a) et de production de neige de culture (Spandre et al., 2015). La modélisation des processus liés à la gestion de la neige, telle que réalisée par Spandre et al. (2016b), peut constituer une aide à la décision pour les gestionnaires de station.

4. 12 personnes ont péri dans une avalanche atteignant le village de Montroc, à Chamonix, en février 1999.

5. www.meteofrance.com/previsions-meteo-montagne/bulletin-avalanches (consulté le 10 août 2017)

1.3.3 Ressources en eau

Dans les régions montagneuses, le manteau neigeux joue un rôle clé dans les cycles hydrologiques. Anderton et al. (2002) montrent notamment que ce sont les accumulations de neige qui contrôlent l'écoulement à la fonte au sein d'un bassin versant de haute altitude. Or plus d'un sixième de la population mondiale dépend de ressources en eaux issues de glaciers ou de manteaux neigeux saisonniers (Barnett et al., 2005). Barnett et al. (2005) soulignent que, dans un climat qui se réchauffe, la quantité de précipitations hivernales sous forme de neige décroît, ce qui implique une fonte des neiges plus tôt au printemps. Il en résulte un pic de débit des rivières plus précoce, entre la fin de l'hiver et le début du printemps, c'est-à-dire de moindres réserves d'eau disponibles en été et en automne alors que le besoin en eau y est plus important. Beniston (2006) signale que ces effets seraient d'autant plus marqués en zones de montagne, où le changement climatique est plus sensible. Le manteau neigeux peut par ailleurs jouer un rôle clé dans la survenue de crues en montagne, par exemple à la suite d'événements de pluie sur neige (Pomeroy et al., 2016). Il est enfin nécessaire de connaître le stock nival en montagne pour la gestion de la production hydro-électrique. Dans les massifs montagneux français, les grandes entreprises d'hydro-électricité s'appuient ainsi sur la modélisation hydro-nivale : c'est notamment le cas d'Electricité De France (Paquet, 2004) et de la Compagnie Nationale du Rhône (Dommanget and Graff, 2016).

1.3.4 Ecosystèmes montagnards

Au-delà des activités humaines, le manteau neigeux affecte les écosystèmes en montagne. C'est le cas de la faune qui est contrainte par la neige en termes de déplacements et d'alimentation. Ainsi, Jonas et al. (2008a) ont montré que la variabilité spatio-temporelle de la mortalité du chamois des Alpes est fortement corrélée à la distribution des hauteurs de neige et des avalanches. Kohler and Aanes (2004) ont mis en évidence les effets du couvert neigeux hivernal et de la glace au sol sur les populations de rennes de l'archipel de Svalbard. De même, Langlois et al. (2017) ont étudié les événements de pluie sur neige et de formation de couches de glace car celles-ci mettent en péril les populations de caribous Peary dans l'Arctique canadien.

La flore alpine est également dépendante des variations du manteau neigeux. Jonas et al. (2008b) ont souligné l'influence de la durée d'enneigement saisonnier et de l'occurrence de la fonte printanière sur la croissance des plantes alpines. Wipf et al. (2009) ont montré que le changement climatique, induisant une fonte du manteau neigeux de plus en plus précoce, avait des effets variés sur quatre espèces de plantes alpines en termes de phénologie, de croissance et de reproduction, avec par exemple une croissance limitée

par la fonte précoce pour trois des quatre espèces étudiées. Saccone et al. (2013) ont étudié l'effet du manteau neigeux sur la décomposition des litières alpines.

Une meilleure connaissance du manteau neigeux en montagne peut donc aider à mieux comprendre l'évolution des écosystèmes montagnards, et éventuellement participer à leur préservation.

1.3.5 Changement climatique en montagne

De nombreuses études ont montré des effets accrus du changement climatique en montagne, les plus hautes altitudes dans les Alpes étant par exemple affectées par une hausse plus marquée des températures moyennes (e.g. Beniston, 2006; Gobiet et al., 2014). L'étude des effets futurs du changement climatique sur le couvert neigeux en montagne impose de combiner projections climatiques et modélisation du manteau neigeux. A cette fin, des méthodes d'ajustement par descente d'échelle des projections climatiques aux zones de montagne ont été développées (e.g. Verfaillie et al., 2017). De nombreux travaux récents se sont ainsi attachés à simuler l'effet du changement climatique sur l'évolution du couvert neigeux dans les Alpes au cours du siècle à venir, et ont notamment quantifié la décroissance attendue des quantités de neige au sol (e.g. Rousselot et al., 2012; Bavay et al., 2013; Marke et al., 2015; Marty et al., 2017).

1.4 Synthèse du chapitre

Dans ce chapitre, nous avons vu que le manteau neigeux présente une très forte variabilité spatiale et temporelle en zones de montagne. Les facteurs de variabilité interviennent à des échelles variées :

- avant le dépôt de neige au sol, lors de la formation des nuages et des cristaux puis des précipitations influencées par une topographie complexe ;
- une fois le manteau neigeux constitué, lors de sa redistribution par le vent ou les avalanches, de l'évolution de ses bilans de masse et d'énergie suivant les conditions micro-météorologiques et du métamorphisme de ses grains.

Nous avons ensuite vu que la mesure des propriétés physiques du manteau neigeux permettait de déterminer une part de sa variabilité, par des observations in-situ ou de télédétection. La modélisation numérique s'avère un complément nécessaire à l'observation, notamment pour prévoir l'évolution du manteau neigeux.

Nous avons enfin mis en lumière l'importance de comprendre et modéliser les facteurs de variabilité, car le manteau neigeux en montagne constitue un enjeu écologique et

sociétal majeur, dont la prise en compte devient indispensable dans un contexte de changement climatique :

- pour prévenir les risques d'avalanches et leurs conséquences parfois fatales ;
- pour les enjeux économiques que représente la neige dans les territoires alpins ;
- pour parer aux conséquences du changement climatique sur les ressources en eau, prévoir les crues et gérer la production hydroélectrique ;
- pour étudier et préserver les écosystèmes montagnards ;
- pour mieux comprendre les effets du changement climatique en montagne.

Chapitre 2

La modélisation du manteau neigeux en montagne

Sommaire

2.1	La modélisation numérique du manteau neigeux	45
2.2	Simuler la variabilité du manteau neigeux en montagne : état de l'art	47
2.2.1	Simulations non distribuées	50
2.2.2	Simulations distribuées	51
2.3	Systèmes opérationnels en France	56
2.3.1	Le modèle de manteau neigeux SURFEX/ISBA-Crocus . . .	56
2.3.2	La chaîne opérationnelle de modélisation météo-nivologique .	58
2.3.3	Limites du système actuel	60
2.4	Vers une chaîne de modélisation nivo-météorologique AROME-Crocus ?	62
2.4.1	Le modèle AROME de Prévision Numérique du Temps . . .	62
2.4.2	Evaluation des prévisions météorologiques d'AROME en montagne	66
2.4.3	De la simulation de l'évolution saisonnière du manteau neigeux à la prévision d'évènements à enjeu	69

2.1 La modélisation numérique du manteau neigeux

Selon les applications visées, la modélisation du manteau neigeux peut couvrir différents niveaux de complexité : la modélisation des effets météorologiques d'une couverture neigeuse ne requiert pas la même finesse descriptive que la prévision de la formation locale d'une couche fragile de givre de profondeur. Les modèles de neige au sol les plus simples se basent sur une approche dite "degrés-jours" (e.g. Rango and Martinec, 1995). Utilisés surtout pour des applications hydrologiques, ils déterminent les accumulations neigeuses par connaissance des précipitations et permettent de calculer la fonte de la neige selon le cumul des degrés-jours par rapport à un seuil, généralement calibré au site. Par la suite, des modèles résolvant le bilan d'énergie du manteau neigeux ont été développés. Parmi ces modèles, on en distingue trois types : les modèles mono-couche, les modèles de complexité intermédiaire et les modèles physiques détaillés (Armstrong and Brun, 2008).

- Les modèles de neige mono-couche sont en général inclus dans les schémas de surface des systèmes de Prévision Numérique du Temps (PNT) et des modèles de climat globaux. Leur objectif principal est de représenter l'influence du couvert neigeux sur les processus atmosphériques, plutôt que de représenter finement les propriétés physiques internes du manteau neigeux. Les propriétés thermiques et l'albédo sont donc les paramètres essentiels pris en compte par ces modèles. En contrepartie, les temps de calcul demeurent limités. Dans cette catégorie, on retrouve par exemple les modèles D95 (Douville et al., 1995) et EBA (Bazile et al., 2002) utilisés dans les modèles de PNT et de climat de Météo-France. On peut également citer le modèle UEB (Utah Energy Balance ; Tarboton and Luce, 1996) qui agrège le manteau neigeux et la couche supérieure du sol en une couche unique, pour laquelle le bilan d'énergie est résolu.
- Les modèles de manteau neigeux de complexité intermédiaire prennent en compte la stratification du manteau neigeux par la représentation de plusieurs couches verticales (typiquement de 2 à 20). La plupart des propriétés physiques de ces couches sont paramétrées en fonction de la densité, afin de simuler notamment le tassement, la percolation d'eau liquide et le regel. C'est le cas par exemple des modèles SNOBAL (Marks et al., 1999), JULES (Best et al., 2011), ou ES (Explicit Snow ; Boone and Etchevers, 2001; Decharme et al., 2016), ce dernier étant implémenté dans le modèle de sol ISBA (Interactions between Soil, Biosphere and Atmosphere ; Noilhan and Planton, 1989) au sein de la plateforme de modélisation de surface SURFEX (SURFace EXternalisée ; Masson et al., 2013). Cette catégorie de modèles est souvent utilisée pour des applications hydrologiques

(e.g. Habets et al., 2008), et commence à être implémentée dans les schémas de surface terrestre de certains systèmes de PNT (comme le modèle HTESSEL au sein des systèmes opérationnels de PNT de l'ECMWF ; Dutra et al., 2010) ou dans certains modèles de climat (comme le schéma ES, utilisé dans le modèle de climat de Météo France).

- Les modèles détaillés de manteau neigeux simulent la stratigraphie des propriétés physiques, avec une description de la microstructure des couches et leur évolution. La représentation stratifiée du manteau neigeux permet en effet de décrire au mieux sa variabilité verticale (Colbeck, 1991). Dans cette catégorie, on compte les modèles SNTHERM (Jordan, 1991), SNOWPACK (Bartelt and Lehning, 2002; Lehning et al., 2002b,a), SMAP (Niwano et al., 2012) et Crocus (Brun et al., 1989, 1992; Vionnet et al., 2012). En plus des applications citées précédemment, leur description fine de la stratigraphie du manteau neigeux leur permet d'être mis en œuvre pour la prévision opérationnelle du risque d'avalanche (e.g. Durand et al., 1999), la recherche sur la microstructure du manteau neigeux (e.g. Libois et al., 2015) ou de nombreuses applications transverses comme l'écologie de montagne (e.g. Saccone et al., 2013). De tels modèles peuvent être considérés comme de puissants outils scientifiques, agrégeant une grande partie des connaissances sur la physique du manteau neigeux tout en ouvrant de nombreuses perspectives scientifiques nouvelles (Morin, 2014).

Plusieurs études ont été menées afin de comparer les performances des modèles existants de complexité variable. Généralement, ces études n'identifient pas un "meilleur modèle", mais des groupes de modèles ayant des performances équivalentes et cohérentes selon les situations. Ainsi, au sein du projet SnowMIP (Snow Model Intercomparison Project), Etchevers et al. (2004) ont porté un intérêt particulier au bilan radiatif de surface, montrant notamment que les modèles représentant explicitement les processus internes du manteau neigeux simulaient mieux la température de surface de la neige, mais que la complexité d'un modèle avait relativement peu d'influence sur sa capacité à simuler l'albédo. Plus récemment, Essery et al. (2013) ont combiné les paramétrisations de chaque processus physique de différents modèles, aboutissant à 1701 simulations distinctes du manteau neigeux. Cet exercice n'a pas mis en évidence de corrélation directe entre complexité et performance d'un modèle, mais des résultats plus cohérents pour les configurations avec une représentation pronostique de la densité et de l'albédo, associée à une prise en compte de la rétention et du regel de l'eau liquide.

2.2 Simuler la variabilité du manteau neigeux en montagne : état de l'art

La mise en œuvre des modèles de manteau neigeux pour simuler sa variabilité spatiale et son évolution à l'échelle d'une chaîne de montagnes peut recourir à différentes approches. Ces approches visent à représenter au mieux la forte influence de la topographie sur la variabilité du manteau neigeux en montagne (Sect. 1.1). Dans la littérature et au sein des services nivologiques et hydrologiques, on peut distinguer trois grands types d'approches pour simuler numériquement la variabilité du manteau neigeux :

- L'approche ponctuelle, ou par station, consiste à simuler l'évolution du manteau neigeux en des stations existantes ou en certains points définis, dans leur situation topographique réelle. Ces points ou stations sont supposés représentatifs d'un environnement géographique donné.
- L'approche par classe topographique, ou semi-distribuée, consiste à définir, pour une zone géographique donnée, des classes topographiques où le manteau neigeux est supposé homogène. Ces classes topographiques peuvent être définies selon l'altitude, l'exposition, la pente ou la couverture du sol (forêt, alpage...) par exemple.
- L'approche distribuée, ou en points de grille, consiste à simuler le manteau neigeux en chaque point d'une grille définie sur un domaine choisi. Cette grille est adaptée à la topographie réelle par un modèle numérique de terrain : plus sa résolution horizontale sera fine, plus la grille sera représentative de la topographie réelle.

Afin d'illustrer les différentes approches, nous proposons de prendre l'exemple de la vallée de Chamonix. Dans les Alpes françaises, cette vallée est un exemple typique de région à forte complexité topographique : la Fig. 2.1 représente le massif du Mont Blanc (qui culmine à 4809 m), le glacier de la Mer de Glace et la ville de Chamonix dans la vallée de l'Arve (1035 m, soit presque 3800 m plus bas que le sommet du Mont Blanc à moins de 10 km à vol d'oiseau).

La Figure 2.2 présente un exemple des trois types d'approches pour la configuration topographique de la vallée de Chamonix. Dans une approche par station, les indications en rouge signalent le positionnement possible de trois stations en fond de vallée, à mi-pente et à haute altitude. Ces points sont représentatifs de configurations topographiques particulières, impliquant des situations nivologiques distinctes. En revanche, ils ne sont pas nécessairement représentatifs de toute la variabilité spatiale du massif, même à des altitudes similaires. Une approche par classe topographique simple est représentée par les lignes de niveau rouges : ce découpage par tranche d'altitude implique une représentation de la variabilité altitudinale moyenne du manteau neigeux au sein du massif, sans prise

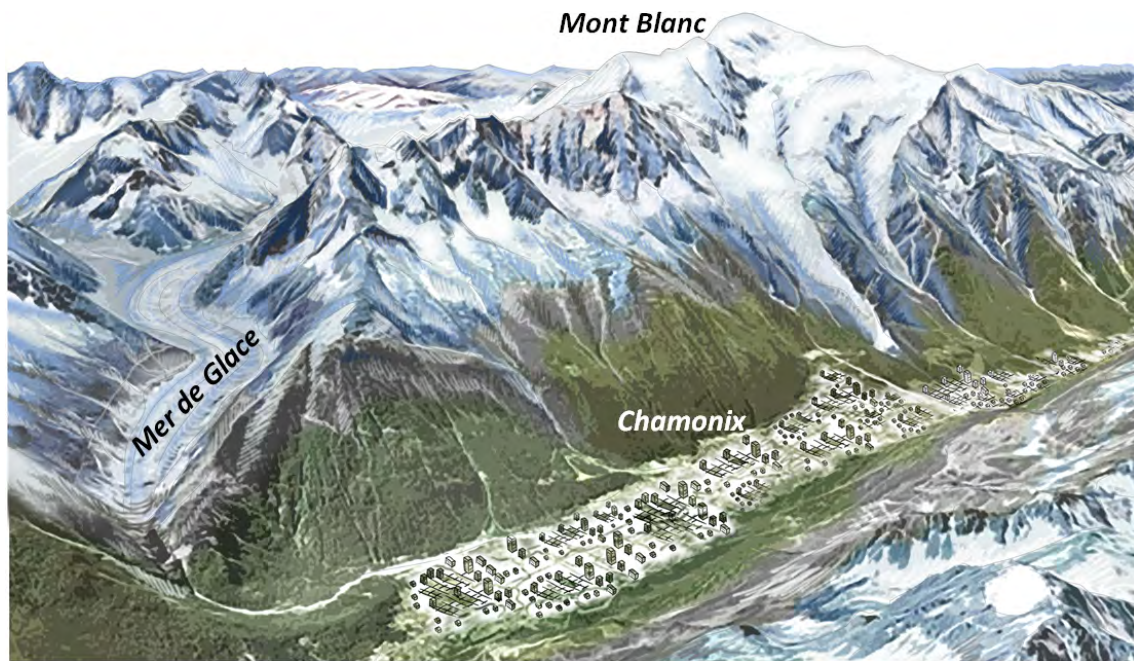


FIGURE 2.1 – Vallée de Chamonix vue depuis le massif des Aiguilles Rouges, avec la Mer de Glace à gauche et le Mont Blanc à droite.

en compte de la variabilité liée au positionnement géographique pour une classe topographique donnée. Enfin, une approche distribuée sur une grille régulière est représentée par les pixels colorés : variabilités altitudinale et géographique sont représentées. Néanmoins, les extrêmes topographiques (sommets et fond de vallée) ne sont pas bien simulés du fait du lissage du terrain.

Dans cette section, nous allons parcourir les recherches et mises en œuvre opérationnelles cherchant à simuler la variabilité spatiale et l'évolution du manteau neigeux selon ces trois approches.

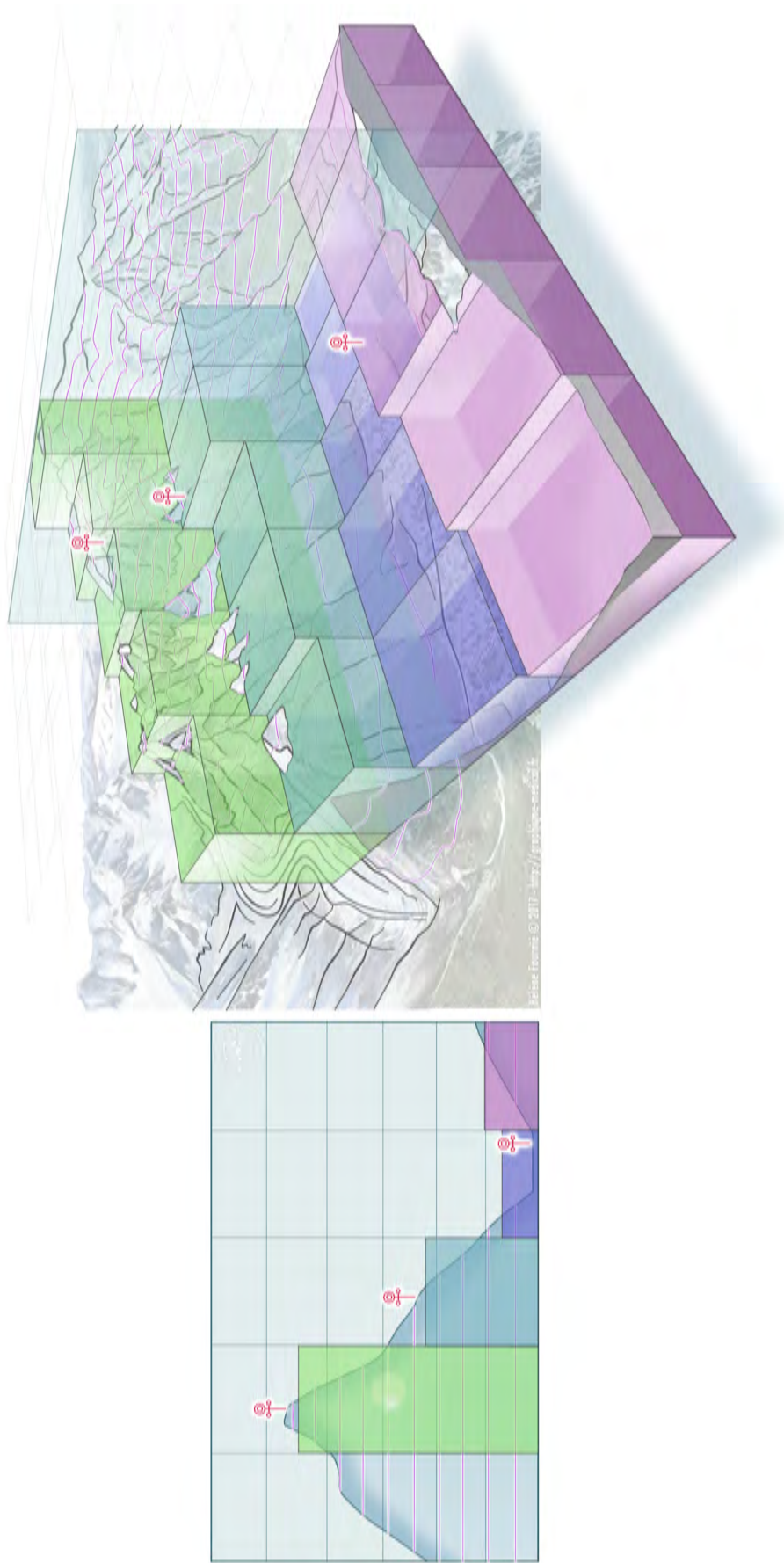


FIGURE 2.2 – Description schématique des trois types d'approches pour la représentation de la topographie dans la vallée de Chamonix (Fig. 2.1). Les points rouges représentent trois stations fictives. Les lignes violettes représentent des iso-altitudes définissant des classes topographiques. Les pixels colorés représentent une possible grille régulière pour simulation distribuée. La figure de gauche représente une coupe verticale à travers le massif.

2.2.1 Simulations non distribuées

2.2.1.1 Simulations par station

L'approche par station est répandue au sein des services opérationnels de prévision d'avalanche. C'est la solution retenue par le SLF (Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Institut pour l'étude de la neige et des avalanches), institut en charge de la prévision du risque d'avalanche en Suisse. Actuellement, le modèle SNOWPACK simule le manteau neigeux en 130 points correspondant aux stations automatiques nivométéorologiques du réseau IMIS (Intercantonal Measurement and Information System ; Lehning et al., 1999). Les observations de ces stations sont utilisées en forçage du modèle SNOWPACK. Les simulations sont réalisées selon quatre orientations (Nord, Est, Sud, Ouest) et une pente de 38° . Le vent mesuré sur les crêtes proches permet d'estimer le transport de neige par le vent selon la méthode décrite par Lehning and Fierz (2008). Les résultats de ces simulations servent à définir des zones géographiques où le risque d'avalanche est homogène.

En Norvège, le modèle Crocus simule le manteau neigeux en 82 stations automatiques (Vikhamar-Schuler et al., 2011), avec un forçage atmosphérique issu des observations de ces stations, complétées par les prévisions de précipitations et de rayonnements incidents au point de grille le plus proche du modèle de PNT à résolution horizontale 2.5 km AROME-MetCoOp (Müller et al., 2017). Vikhamar-Schuler et al. (2011) ont notamment montré que les simulations présentaient de meilleures performances en termes de hauteurs de neige quand le forçage atmosphérique incluait des observations de précipitations et de température.

Une approche par station est également utilisée par certains services en utilisant un forçage atmosphérique issu de modèles météorologiques pour la prévision. C'est notamment le cas en Autriche où le service météorologique national ZAMG (Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik) produit des simulations à l'aide du modèle SNOWPACK en un réseau de stations de montagne. Afin de limiter le cumul d'erreurs issues des prévisions météorologiques, les observations aux stations sont utilisées en forçage atmosphérique jusqu'au temps présent, à partir duquel le forçage est issu de prévisions de plusieurs modèles météorologiques, pour quantifier l'incertitude liée au forçage météorologique (Gobiet et al., 2016). En Suisse, Bellaire et al. (2016) ont réalisé de façon similaire des simulations SNOWPACK initialisées par un forçage issu des observations puis alimentées en prévision par le modèle de PNT COSMO-1 (CONsortium for Small-scale MOdelling ; Baldauf et al., 2011) de résolution 1.1 km, mettant en évidence le bénéfice d'une telle modélisation pour la prévision du risque d'avalanches de neige humide.

2.2.1.2 Simulations par classe topographique

Dans les massifs montagneux français, le Centre d'Etudes de la Neige a développé une approche par classe topographique pour la prévision nivologique et l'estimation du risque d'avalanche. Le modèle Crocus est ainsi alimenté par le système d'analyse et de prévision météorologique SAFRAN dédié aux zones de montagnes (Durand et al., 1993). Au sein de zones géographiques supposées climatiquement homogènes (les massifs), les simulations sont fournies par classe topographique dépendant de l'altitude, l'exposition et la pente. Cette approche et les modèles associés sont décrits en détail en Sect. 2.3.

En l'absence de réseau de stations nivo-météorologiques suffisamment dense, l'approche par classe topographique permet également de couvrir des étendues vastes, tout en agrégeant l'information. Ainsi, au Canada, Horton and Jamieson (2016) ont simulé la formation et l'enfouissement de couches de givre de surface dans le manteau neigeux à l'aide de SNOWPACK, alimenté par le modèle de PNT GEM-LAM (Erfani et al., 2005) sur une grille de 2.5 km. Afin de s'intéresser plus spécifiquement à la limite forestière où se forme typiquement le givre de surface, SNOWPACK a été alimenté par une moyenne des prévisions de GEM-LAM aux points de grille dans cette bande d'altitude, au sein d'une région définie.

A plus fine échelle, une approche par classes agrégées peut aussi s'avérer bénéfique pour représenter les processus de redistribution de la neige, affectant le cycle hydrologique d'un bassin versant. Ainsi, dans un bassin de toundra arctique, Essery and Pomeroy (2004) ont montré que la distribution de la neige au sol était fortement contrôlée par la végétation. Par conséquent, ils ont développé un modèle de couvert neigeux agrégeant les zones couvertes d'arbustes d'une part, et les zones dégagées d'autre part, avec une simulation satisfaisante de la variabilité du couvert neigeux. A l'échelle de bassins versants toujours, Pomeroy et al. (2007) ont développé un modèle hydrologique pour les régions froides (CRHM, Cold Regions Hydrological Model) divisant un bassin donné en unités de réponse hydrologique (HRU, Hydrological Response Units), définies pour leur homogénéité biophysique et leur rôle dans le cycle hydrologique. Cette modélisation inclut une représentation des bilans de masse et d'énergie du manteau neigeux, avec simulation du transport de neige par le vent.

2.2.2 Simulations distribuées

Depuis les années 2000, les modèles de PNT à méso-échelle se sont développés, atteignant des résolutions horizontales kilométriques, et sont dorénavant utilisés pour la prévision météorologique opérationnelle à brève échéance. C'est notamment le cas des modèles AROME en France à résolution 2.5 km (Seity et al., 2011), puis 1.3 km

(Brousseau et al., 2016), COSMO (Baldauf et al., 2011) opérant à résolution 2.2 km en Suisse (1.1 km depuis 2016) et 2.8 km en Allemagne ou encore GEM-LAM au Canada à résolution 2.5 km (Milbrandt et al., 2016). Du fait de leur représentation des effets à méso-échelle du relief sur les conditions météorologiques, ces modèles sont particulièrement utilisés pour la prévision du temps en relief complexe (Colman et al., 2013). Ils constituent donc une source de forçage atmosphérique particulièrement adaptée pour les simulations distribuées du manteau neigeux en montagne. Celles-ci peuvent alors utiliser des modèles simples ou détaillés du manteau neigeux, selon les applications visées.

2.2.2.1 Simulations distribuées avec modèle de manteau neigeux simple

Les simulations distribuées sont souvent choisies pour simuler la variabilité spatiale du manteau neigeux sur l'intégralité d'un domaine choisi. Dans un contexte de topographie complexe, il est alors nécessaire d'adopter une résolution horizontale suffisamment fine. Sur des domaines larges couvrant des chaînes de montagne entières, les coûts de calcul peuvent être prohibitifs. Pour les limiter, des approches distribuées ont donc été développées avec des modèles de manteau neigeux mono-couche ou de complexité intermédiaire.

En Norvège, le modèle mono-couche degrés-jours seNorge (Saloranta, 2012) simule SWE et hauteur de neige sur une grille horizontale de 1 km couvrant tout le territoire norvégien. Son forçage atmosphérique est issu du modèle de PNT AROME-MetCoOp (Müller et al., 2017) à résolution horizontale de 2.5 km. Bien que peu informatives de l'état du manteau neigeux pour la prévision d'avalanche, ces simulations sont utilisées pour informer des conditions de couvert nival, ainsi que pour de nombreuses applications hydrologiques (prévision des crues, production hydro-électrique...).

En Autriche, le ZAMG produit des simulations distribuées du manteau neigeux à l'aide du modèle de complexité intermédiaire SNOWGRID (Olefs et al., 2013). Dans un schéma à deux couches, le modèle calcule la densité de la neige, le SWE, la température, le contenu en eau liquide, le flux d'eau liquide à la base du manteau neigeux ainsi que l'albédo de surface. Ces simulations couvrent un domaine d'environ 400 km x 700 km sur les Alpes orientales avec une résolution horizontale de 100 m. Le forçage en analyse est fourni par le modèle INCA (Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis ; Haiden et al., 2011) à résolution 1 km, alors que le forçage en prévision est issu d'AROME (Seity et al., 2011) de résolution 2.5 km, complété par les précipitations du modèle de l'ECMWF de résolution 8 km. Le forçage est projeté sur la grille à 100 m par une simple interpolation bilinéaire. Si ces simulations sont utilisées par les services de prévision d'avalanches autrichiens, elles ne fournissent toutefois pas d'indication de stabilité du manteau neigeux.

2.2.2.2 Simulations distribuées avec modèle de manteau neigeux détaillé

A échelle kilométrique

Avec l'augmentation rapide des capacités de calcul, la réalisation de simulations détaillées du manteau neigeux utilisant un forçage atmosphérique issu des modèles récents de PNT à résolution kilométrique est devenue techniquement réalisable et a fait l'objet de recherches accrues ces dernières années.

Au Canada, Bellaire et al. (2011, 2013) ont d'abord réalisé des simulations distribuées à l'aide de SNOWPACK forcé par les prévisions du modèle de PNT régional GEM15 (Mailhot et al., 2006) sur une grille de 15 km de résolution. Ils ont montré que ces simulations distribuées avaient un apport clair pour la prévision du manteau neigeux et de sa stabilité dans les montagnes canadiennes pauvres en observations nivologiques. Les hauteurs de neige et quantités de neige fraîche simulées étaient en effet en bon accord avec les observations en une station de l'Ouest canadien, à condition d'appliquer une correction aux précipitations prévues, sous-estimées par GEM15. Partant de ces premiers résultats prometteurs, Bellaire and Jamieson (2013) et Horton et al. (2014) ont montré qu'une chaîne de modèles GEM15-SNOWPACK permettait de prédire la présence de couches critiques pour le déclenchement d'avalanches (givre de surface enfoui et croûtes de gel-dégel) avec un taux de détection satisfaisant par rapport à des profils stratigraphiques observés.

A leur suite, Schirmer and Jamieson (2015) ont évalué les accumulations neigeuses issues de simulations SNOWPACK avec trois forçages atmosphériques possibles : le modèle de PNT régional GEM15 à résolution 15 km, le modèle de PNT méso-échelle GEM-LAM à résolution 2.5km et le système d'analyse météorologique CaPA (Canadian Precipitation Analysis system ; Mahfouf et al., 2007). Par comparaison à des observations de hauteur de neige et de SWE dans les montagnes de l'Ouest canadien et du Nord-Ouest des Etats-Unis, ils ont montré une meilleure représentation de la distribution quantitative des accumulations neigeuses pour GEM-LAM-SNOWPACK par rapport à GEM15-SNOWPACK. Ils ont également montré que les performances du modèle de PNT méso-échelle GEM-LAM étaient meilleures que celles du système d'analyse CaPA, qui sous-estime les précipitations neigeuses du fait d'une assimilation des observations de pluviomètres connus pour leur sous-captation en montagne. La chaîne de modèles GEM-LAM-SNOWPACK a par ailleurs été appliquée par Horton et al. (2015) dans une zone montagneuse du Sud-Ouest canadien, identifiant dans cette étude un fort potentiel pour prévoir la formation et l'enfouissement des couches de givre de surface. Le diagnostic développé par les auteurs est désormais utilisé pour la prévision opérationnelle d'avalanches au Canada, où les couches de givre de surface constituent une cause majeure de

déclenchement. Des réflexions sont en cours pour utiliser une chaîne de modèles du type GEM-LAM-SNOWPACK distribuée à résolution kilométrique sur le territoire canadien en appui aux services opérationnels de prévision du risque d'avalanche, d'ici à la décennie 2020 (Floyer et al., 2016).

Les bénéfices d'un forçage à résolution kilométrique pour la prévision du risque d'avalanche ont également été soulignés par Bellaire et al. (2014) en Nouvelle-Zélande. En s'intéressant à un évènement de chutes de neige intenses, ils ont réalisé des simulations SNOWPACK distribuées sur les Alpes du Sud de Nouvelle-Zélande forcées par le modèle atmosphérique ARPS (Advanced Regional Prediction System; Xue et al., 2000, 2001) avec une résolution de 3 km et 1 km. Ils ont ainsi montré de meilleures performances de la plus haute résolution en termes de chutes de neige sur une période de 10 jours.

A plus fine échelle

Si les simulations distribuées à échelle kilométrique permettent de capturer une part de la variabilité spatiale du manteau neigeux due aux facteurs à méso-échelle, les processus de fine échelle tels que le transport de neige par le vent ou l'effet des champs de vent locaux sur le dépôt des précipitations neigeuses ne peuvent pas être représentés, car ils interviennent sur des échelles de la dizaine à la centaine de mètres. Des résolutions horizontales de cet ordre deviennent nécessaires pour simuler ces processus. Ainsi, Winstral and Marks (2002), puis Winstral et al. (2013) ont réalisé des simulations distribuées sur des bassins versants à une résolution horizontale de 10 m avec le modèle de manteau neigeux de complexité intermédiaire ISNOBAL (Marks et al., 1999) associé à un algorithme calculant la redistribution de la neige par le vent, durant des saisons hivernales complètes. De façon similaire, le modèle hydroclimatique distribué AMUNDSEN (Alpine MULTiscale Numerical Distributed Simulation ENgine; Strasser et al., 2004), qui simule entre autres la redistribution de la neige au sol, a notamment été utilisé à une résolution horizontale de 50 m et à l'échelle de saisons hivernales pour simuler le bilan de masse d'un glacier autrichien de 558 km² (Hanzer et al., 2016), ou encore pour estimer les quantités de neige sublimées sur une zone de haute montagne de 210 km² (Strasser et al., 2008). Enfin, à l'échelle d'un bassin versant partiellement englacé de 9.9 km² et à une résolution horizontale de 50 m, Magnusson et al. (2011) ont simulé l'évolution du manteau neigeux avec le modèle de surface alpine Alpine3D (Lehning et al., 2006) incluant SNOWPACK, en appliquant avec succès une méthode de distribution des précipitations incluant les effets de redistribution. Pour l'ensemble de ces études, le forçage a été fourni par une extrapolation d'observations in-situ sur la grille de simulation.

En revanche, si l'on souhaite simuler explicitement les processus atmosphériques locaux, l'utilisation de modèles atmosphériques s'avère nécessaire. Or des résolutions hori-

zontales impliquent des temps de calculs très importants pour les modèles atmosphériques, d'autant que le raffinement de la grille horizontale va de pair avec un raffinement de la discrétisation verticale de l'atmosphère et des pas de temps du modèle plus courts. Ces temps de calcul rendent impossibles, à l'heure actuelle, des simulations distribuées à fine échelle sur des domaines couvrant des massifs montagneux entiers, pendant une saison entière. De telles simulations sont donc généralement menées sur des périodes et domaines restreints.

Plusieurs études récentes ont exploré les effets atmosphériques de fine échelle sur le dépôt et la redistribution de la neige en topographie complexe. Certaines d'entre elles reposent sur l'utilisation de modèles atmosphériques uniquement. Dadic et al. (2010) ont ainsi simulé les champs de vent affectant le dépôt de neige sur glacier à l'aide du modèle ARPS à une résolution de 30 m. Wang and Huang (2017) ont également utilisé ARPS à une résolution de 50 m avec un suivi lagrangien des particules de neige tombante permettant d'identifier les effets atmosphériques contrôlant leur dépôt. De tels modèles ont également été utilisés en forçage de modèles de manteau neigeux détaillés. Des simulations ARPS ont ainsi servi de forçage à Alpine3D (Lehning et al., 2006) incluant SNOWPACK et un module de redistribution de la neige par le vent, à une résolution de 25 m sur un domaine de relief complexe couvrant généralement quelques dizaines de km², afin d'identifier la distribution fine des précipitations au niveau des crêtes et de mettre en évidence des processus tels que le dépôt préférentiel des précipitations lors d'épisodes de quelques jours au maximum (Lehning et al., 2008; Mott et al., 2014; Gerber et al., 2017). La résolution horizontale de ces simulations ARPS-Alpine3D a été poussée jusqu'à 5 m par Mott and Lehning (2010), qui ont démontré la nécessité d'une résolution inférieure à 10 m pour modéliser la formation d'accumulations de neige de fine échelle telles que les corniches. La chaîne de modèles ARPS-Alpine3D a même pu être exploitée à une résolution de 10 m sur une saison hivernale complète afin de quantifier la sublimation de la neige due à son transport par le vent (Groot Zwaftink et al., 2013). Cette simulation a toutefois été restreinte à un domaine de 2.4 km².

Enfin, des développements récents ont permis un couplage complet entre le modèle atmosphérique Meso-NH (modèle de recherche Mésos-échelle Non-Hydrostatique; Lafore et al., 1998) et le modèle détaillé de manteau neigeux SURFEX/ISBA-Crocus avec un module de transport de neige par le vent (Vionnet et al., 2014, 2017a). Menées à l'échelle d'épisodes de chutes de neige sur des domaines couvrant jusqu'à une vingtaine de km² avec une résolution horizontale de 50 m, ces études ont notamment permis d'identifier la part de variabilité spatiale du manteau neigeux due au transport de neige par le vent et de quantifier le rôle de la sublimation lors des épisodes de transport de neige par le vent.

2.3 Systèmes opérationnels pour la prévision nivologique en France

En support de la prévision opérationnelle du risque d'avalanche réalisée par les nivologues de Météo-France, plusieurs systèmes de modélisation nivo-météorologique ont été développés, en se basant sur une approche par classe topographique (Sect. 2.2). Ces modèles et leur mise en œuvre opérationnelle sont décrits dans cette section.

2.3.1 Le modèle de manteau neigeux SURFEX/ISBA-Crocus

Le modèle détaillé de manteau neigeux Crocus (Brun et al., 1989, 1992; Vionnet et al., 2012) a été initialement développé au Centre d'Etudes de la Neige (Centre National de Recherches Météorologiques, Météo-France/CNRS). Ce modèle a par la suite subi plusieurs évolutions, étant notamment couplé au modèle de sol ISBA (Noilhan and Planton, 1989) et intégré au sein de la plateforme de modélisation des surfaces SURFEX (Vionnet et al., 2012). Le couplage à ISBA permet de simuler pleinement les interactions thermodynamiques neige-sol. C'est dans la configuration SURFEX/ISBA-Crocus que nous avons utilisé ce modèle, appellation que nous abrègerons par la suite en Crocus pour la commodité de lecture.

Crocus est un modèle de manteau neigeux multi-couches (avec un nombre maximum de couches prescrit – 50 en opérationnel) et unidimensionnel (pas de transferts latéraux de masse et d'énergie). Il simule les échanges de masse et d'énergie du manteau neigeux avec l'atmosphère et le sol sous-jacent. Les processus physiques simulés sont représentés en Fig. 2.3. Chaque couche est décrite par les variables d'état suivantes : épaisseur, enthalpie massique, masse volumique et âge. La température de la couche et son contenu en eau liquide sont diagnostiqués grâce à l'enthalpie massique. Les propriétés morphologiques des grains de la couche sont décrites par plusieurs variables semi-empiriques évoluant selon des lois de métamorphisme. Dans la configuration initiale du modèle (Brun et al., 1992), les grains sont décrits par leur taille, leur dendricité (caractérisant la proportion restante de la géométrie initiale du cristal de neige fraîche, entre 0 et 1), leur sphéricité (caractérisant le taux de grains arrondis par rapport aux grains anguleux, entre 0 et 1) et une variable historique (caractérisant une humidification ou un facettagage passé). La discrétisation des couches de neige est dynamique et lagrangienne, dans le but de représenter le plus finement possible la variabilité verticale des propriétés physiques : à chaque pas de temps, des couches peuvent être ajoutées s'il neige ou agglomérées si elles présentent une similarité suffisante, le tout en minimisant la distance à un profil vertical idéalisé dépendant de l'épaisseur totale. Enfin, Crocus requiert un forçage

atmosphérique comprenant : le vent, la température et l'humidité spécifique de l'air à une hauteur donnée au-dessus de la surface, les rayonnements solaires et thermiques incidents, les précipitations solides et liquides.

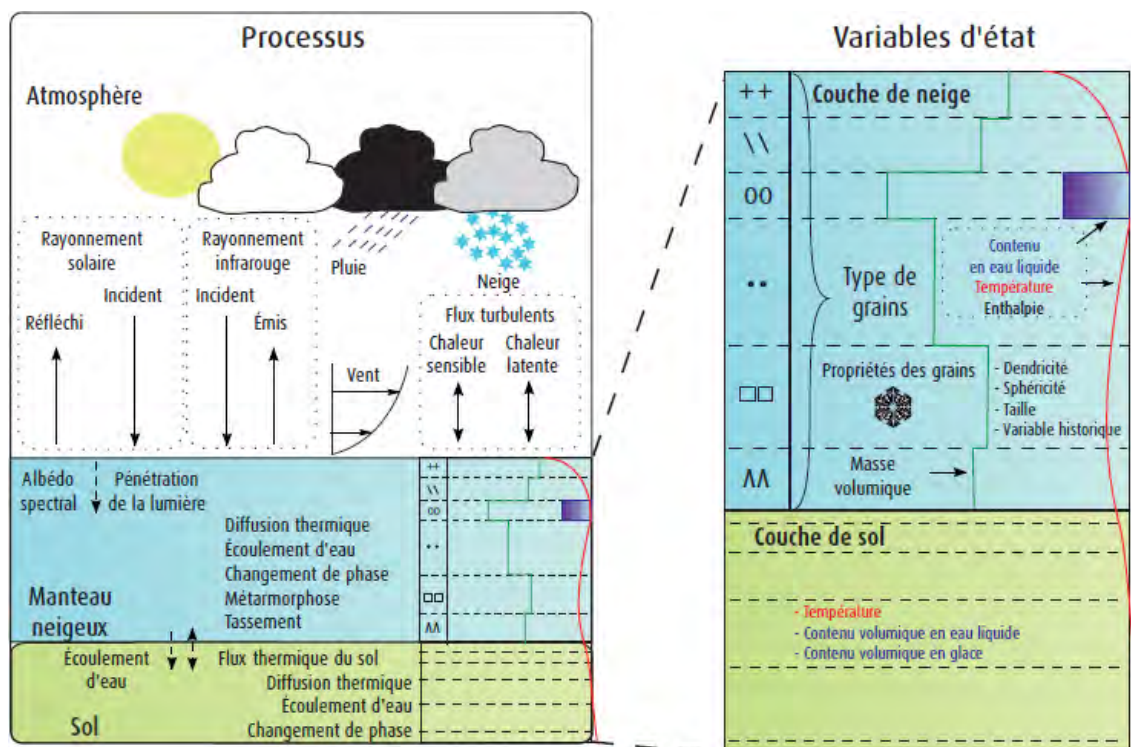


FIGURE 2.3 – Variables d'état du modèle Crocus et principaux processus physiques simulés (d'après Brun et al., 2012).

De nombreux développements ont permis l'introduction de nouveaux schémas physiques dans Crocus. Nous ne citerons que les plus récents ici. Ainsi, un nouveau schéma de métamorphisme des grains a été introduit (Carmagnola et al., 2014). En effet, la dendricité et la taille des grains sont des variables difficilement mesurables sur le terrain. Le diamètre optique a donc été inclus comme variable pronostique de Crocus en remplacement de ces deux variables semi-empiriques. Le diamètre optique peut être approximé au diamètre de sphères possédant le même rapport surface/volume que les grains de neige ; il est donc inversement proportionnel à la SSA, variable mesurable (Gallet et al., 2009), présentant de surcroît un lien quantitatif avec les propriétés électro-magnétiques de la neige (e.g. Dumont et al., 2017). Crocus dispose également du schéma radiatif TARTES (Two-streAm Radiative TransfEr in Snow ; Libois et al., 2013) qui simule les transferts radiatifs sur toute l'épaisseur du manteau neigeux et permet ainsi une meilleure représentation des propriétés optiques de la neige. Enfin, un schéma prenant en compte l'impact des impuretés absorbantes a été développé par Tuzet et al. (2017).

L'ensemble des options physiques de Crocus est synthétisé par Lafaysse et al. (2017) qui, en les combinant, ont mis en place le système ESCROC (Ensemble System Crocus), une modélisation d'ensemble multiphysique du manteau neigeux.

2.3.2 La chaîne opérationnelle de modélisation météo-nivologique

Le modèle Crocus est actuellement utilisé pour la prévision opérationnelle du risque d'avalanche par Météo-France. A cette fin, il est intégré à une chaîne de modèles permettant : 1) d'estimer les variables météorologiques nécessaires à la modélisation du manteau neigeux dans les massifs montagneux français ; 2) de fournir une stratigraphie détaillée du manteau neigeux aux points de simulation ; 3) d'estimer la stabilité du manteau neigeux et le risque d'avalanche associé à partir de cette stratigraphie. Il s'agit de la chaîne SAFRAN-Crocus-MEPRA (Durand et al., 1999; Lafaysse et al., 2013) :

- SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige ; Durand et al., 1993) est un système d'analyse et de prévision météorologique dédié aux zones de montagne. Il opère par massif, entité géographique d'une superficie d'environ 1000 km² définie pour son homogénéité climatique, puis par bande de 300 m d'altitude au sein de chaque massif. Les Alpes françaises sont découpées en 23 massifs (Fig. 2.4), les Pyrénées étant également composées de 23 massifs couvrant la France, l'Espagne et l'Andorre (Fig. 2.5). SAFRAN peut fournir des prévisions, des analyses et des réanalyses à pas horaire, pour les paramètres météorologiques servant au forçage atmosphérique d'un modèle de manteau neigeux ou de sol. Il se base sur l'ébauche du système de PNT global de Météo-France ARPEGE (Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle ; Courtier et al., 1991), de résolution horizontale 15 km projetée sur une grille de 40 km, combinée par interpolation optimale à un ensemble d'observations disponibles en zones de montagne (stations météorologiques automatiques, observations manuelles du réseau climatologique et des stations de ski, masque nuageux détecté par satellite, sondages atmosphériques). Il faut y ajouter une analyse quotidienne des précipitations basée sur une ébauche climatologique du gradient vertical de précipitation, dépendant du type de temps. Un simple seuil de température de l'air à 1°C est utilisé pour la phase des précipitations.
- Les variables atmosphériques issues de SAFRAN sont fournies en forçage de Crocus par massif et par pas de 300 m d'altitude. Pour les simulations du manteau neigeux s'y ajoutent l'orientation (Nord, Nord-Est, Est, Sud-Est, Sud, Sud-Ouest, Ouest, Nord-Ouest) et la pente (plat, 20°, 40°). Il s'agit donc d'une représentation conceptuelle de la topographie (Fig. 2.6). Crocus fournit alors une stratigraphie

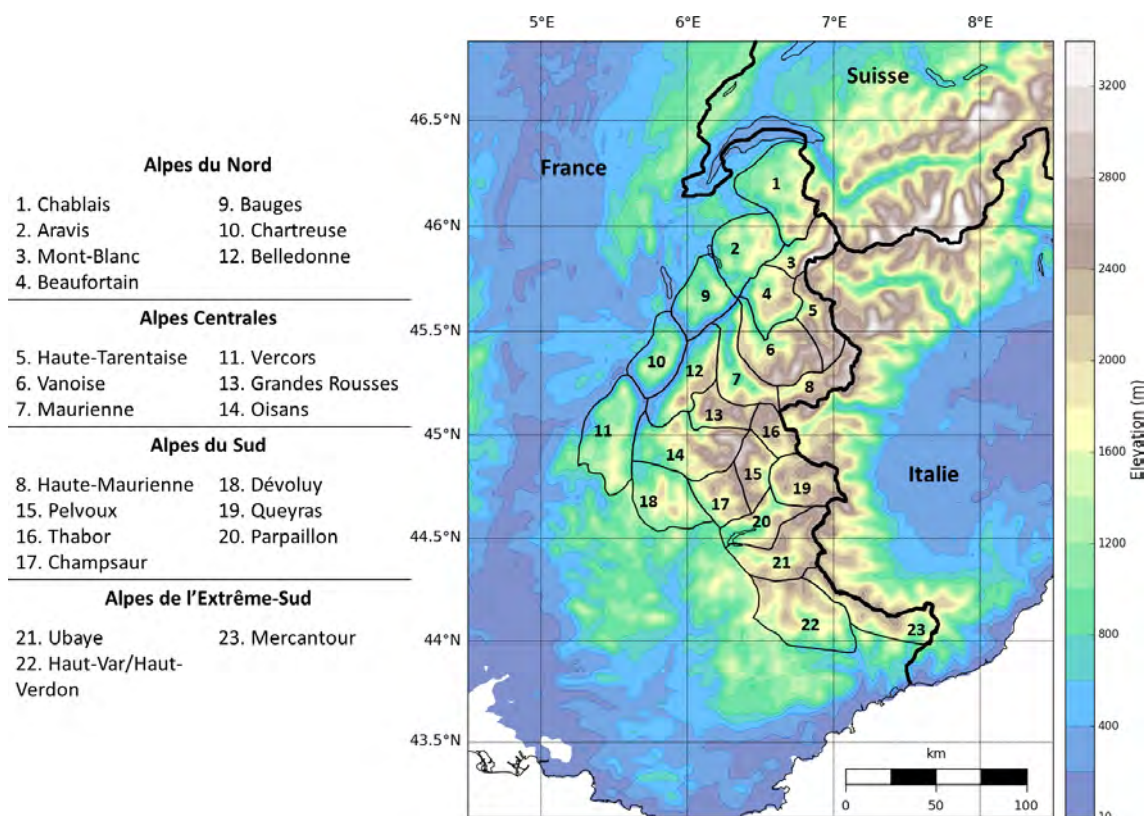


FIGURE 2.4 – Massifs SAFRAN dans les Alpes françaises (traits noirs fins). La topographie représentée est celle d'AROME à 2.5 km de résolution horizontale. Frontières nationales en traits noir épais.

détaillée du manteau neigeux en ces points.

- La stratigraphie simulée est analysée par MEPRA (Modèle Expert pour la Prévion du Risque d'Avalanche ; Giraud, 1992). Celui-ci s'appuie sur les paramètres physiques représentatifs de la stabilité du manteau neigeux (densité, type de grains, teneur en eau liquide...) examinés par des règles expertes permettant de déterminer un indice de risque de déclenchement naturel et accidentel et le type d'avalanche associé.

Les résultats de cette chaîne de modèles sont utilisés par les prévisionnistes nivologues pour la rédaction du BERA (Bulletin d'Estimation des Risques d'Avalanche) en complément des observations disponibles. La chaîne opérationnelle de prévision d'avalanche, couvrant initialement les massifs de haute montagne français (Alpes, Pyrénées, Corse), a été récemment élargie aux massifs de moyenne montagne (Jura, Massif Central, Vosges ; Lafaysse et al., 2013). En dehors de la prévision du risque d'avalanche, SAFRAN a également été utilisé en hydrologie de montagne (Lafaysse et al., 2011) ou pour établir une climatologie des Alpes françaises de 1958 à 2005 (Durand et al., 2009a,b).

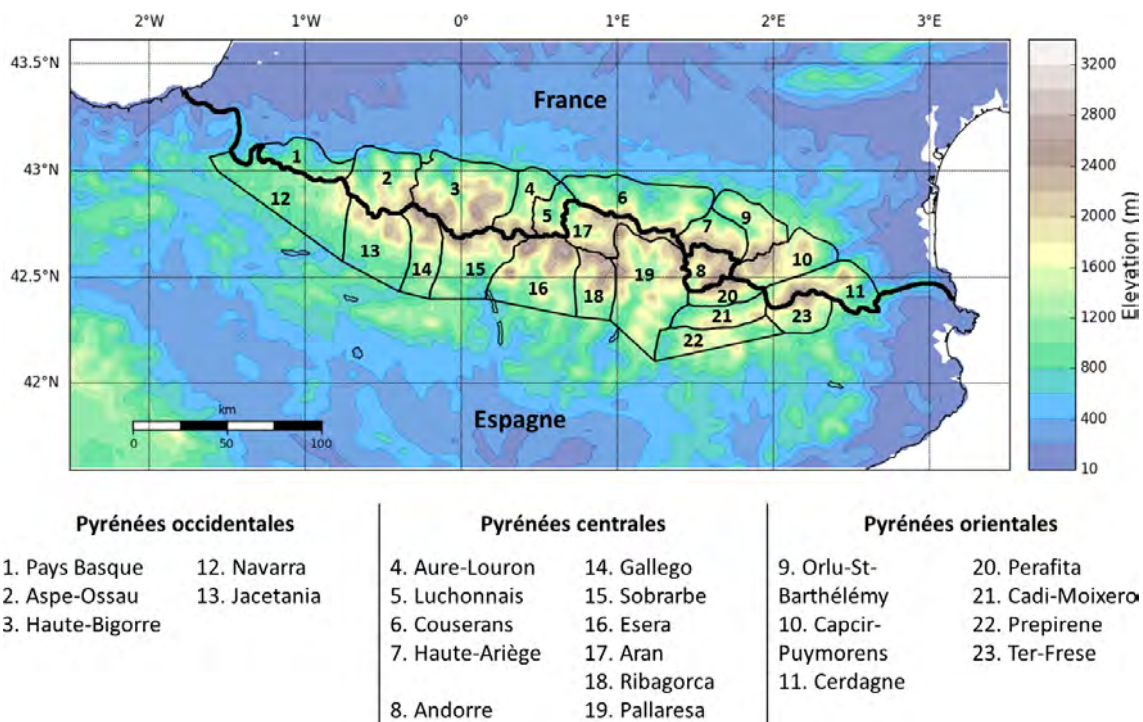


FIGURE 2.5 – Massifs SAFRAN dans les Pyrénées (traits noirs fins). La topographie représentée est celle d'AROME à 2.5 km de résolution horizontale. Frontières nationales en traits noir épais.

2.3.3 Limites du système actuel

L'approche par massif, altitude, orientation et pente de la chaîne de modélisation opérationnelle SAFRAN-Crocus-MEPRA présente de nombreux avantages pour simuler et prévoir l'évolution du manteau neigeux à l'échelle des massifs montagneux français. Dans le cadre d'une analyse météorologique en montagne, où le réseau d'observations est moins dense qu'en plaine, l'analyse de SAFRAN permet d'agréger les observations les plus pertinentes pour les assimiler sur un massif donné. Par ailleurs, les simulations issues de la chaîne de modélisation permettent de fournir une information synthétique, agrégée par massif et directement utilisable par les nivologues pour la prévision du risque d'avalanches.

Toutefois, cette approche, malgré son efficacité éprouvée dans les montagnes françaises depuis les années 1990, présente des limites dans sa représentation de la variabilité du manteau neigeux, à l'échelle des Alpes françaises et des Pyrénées mais surtout au sein des massifs. Bien que souvent vérifiée en moyenne, l'hypothèse d'homogénéité climatique des massifs peut être régulièrement mise en défaut selon les situations météorologiques. Tout d'abord, au sein d'un massif donné, la variabilité des précipitations entre les versants au vent et sous le vent n'est pas représentée. L'ébauche météorologique de SAFRAN étant

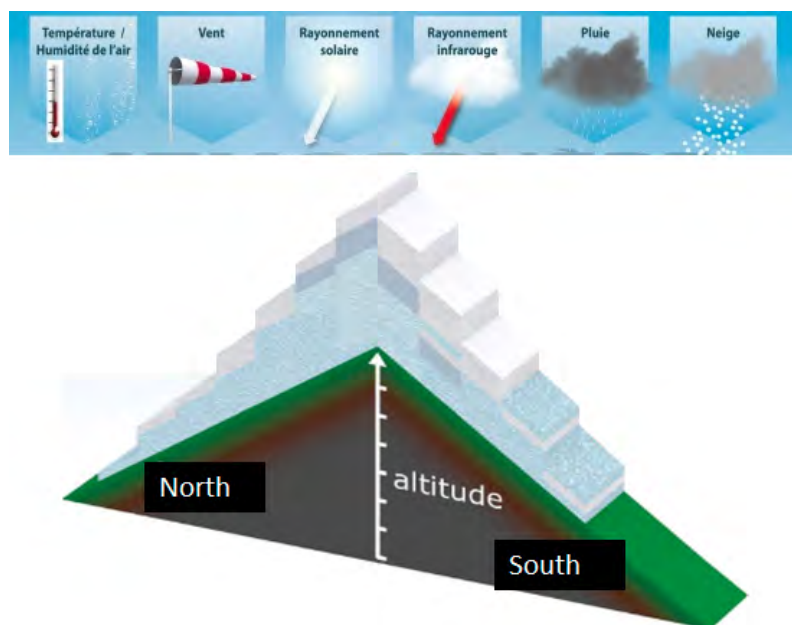


FIGURE 2.6 – Forçage atmosphérique de Crocus et représentation conceptuelle de la topographie dans la chaîne de modélisation (par massif, pas d'altitude de 300 m, orientation et pente) (d'après Lafaysse et al., 2013).

issue du système de PNT global ARPEGE, l'effet dynamique de la topographie sur la circulation des masses d'air n'est pas explicitement simulé, d'autant plus que SAFRAN fournit un taux de précipitations donné à une altitude donnée au sein d'un massif. La forte variabilité spatiale de la couverture nuageuse en montagne, et donc son influence marquée sur les rayonnement incidents et sur le bilan d'énergie du manteau neigeux, n'est pas prise en compte au sein d'un massif donné, en dehors de sa composante altitudinale.

L'hétérogénéité météorologique intra-massif peut être particulièrement forte dans le massif du Queyras dans les Alpes (numéro 19 sur la Fig. 2.4) lors des épisodes dits de retour d'Est. La plupart du temps, l'ensemble du massif bénéficie de précipitations atténuées par effet d'écran du massif des Ecrins plus à l'ouest lors de perturbations d'origine atlantique. En revanche, lorsqu'une dépression se creuse sur le golfe de Gênes, les masses d'air se chargent d'humidité au-dessus de la mer Méditerranée et sont transportées par de forts vents d'est à sud-est qui viennent buter sur les reliefs alpins du piémont italien. Des précipitations intenses touchent les crêtes frontières, donnant d'épaisses couches de neige fraîche en quelques jours sur les secteurs du Haut-Guil (notamment les villages d'Abriès et Ristolas) proches de l'Italie, alors que l'ouest du Queyras est épargné par les précipitations. Ces épisodes surviennent généralement une à deux fois par an et constituent la source majeure d'avalanches importantes dans le massif (e.g. Eckert et al., 2010; Corona et al., 2013; MEDDE/ONF/IRSTEA, 2016b). Dans ces situations, SAFRAN simule des chutes de neige identiques à altitude donnée entre l'est et l'ouest

du Queyras. Une telle hétérogénéité intra-massif peut également être retrouvée dans le massif de Haute-Bigorre dans les Pyrénées (numéro 3 sur la Fig. 2.5). Par flux de nord-ouest, les massifs du piémont tel que le Pic du Midi de Bigorre reçoivent des quantités de précipitations beaucoup plus élevées que les massifs frontaliers tels que le Vignemale ou le cirque de Gavarnie. A l'inverse, par flux de sud-ouest, l'effet de Foehn se fait sentir sur les massifs du piémont alors que les massifs frontaliers bénéficient de précipitations qui débordent de l'Espagne (MEDDE/ONF/IRSTEA, 2016a). Cette variabilité intra-massif n'est pas capturée par SAFRAN. En pratique, les services opérationnels de prévision du risque d'avalanche distinguent souvent Est/Ouest et piémont/frontière dans les BERA respectifs du Queyras et de la Haute-Bigorre.

Enfin, la phase des précipitations est déterminée par SAFRAN à l'aide d'un simple seuil sur la température de l'air fixé à 1°C. Les effets de microphysique nuageuse ne sont donc pas pris en compte, ce qui peut être limitant pour l'altitude de la limite pluie-neige, mais aussi pour prévoir des types de précipitations plus complexes telles que les précipitations verglaçantes ou la neige roulée.

2.4 Vers une chaîne de modélisation nivo-météorologique AROME-Crocus ?

Nous venons de voir que l'approche par classe topographique de SAFRAN-Crocus présente de nombreuses limites pour représenter la variabilité du manteau neigeux en montagne. On peut donc se demander si une approche distribuée utilisant un modèle atmosphérique méso-échelle en forçage de Crocus permettrait d'y remédier.

2.4.1 Le modèle AROME de Prévision Numérique du Temps

Les prévisions issues du modèle de PNT méso-échelle AROME constituent une alternative au forçage atmosphérique de Crocus par SAFRAN. Nous allons décrire ici ce modèle puis évoquer ses apports potentiels pour la météorologie de montagne et la nivologie au sein d'une chaîne de modélisation nivo-météorologique AROME-Crocus.

2.4.1.1 Description du modèle

AROME (Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Echelle; Bouttier, 2007; Seity et al., 2011) est le système de PNT à résolution kilométrique de Météo-France, mis en œuvre pour la prévision opérationnelle depuis décembre 2008. Une présentation exhaustive des caractéristiques du modèle est proposée par Seity et al. (2011). Jusqu'en 2015, AROME fonctionnait sur une grille horizontale de 2.5 km et 60 niveaux verticaux,

sur un domaine couvrant la France et une partie des pays adjacents. Ce domaine, et la topographie associée, sont représentés en Fig. 2.7.

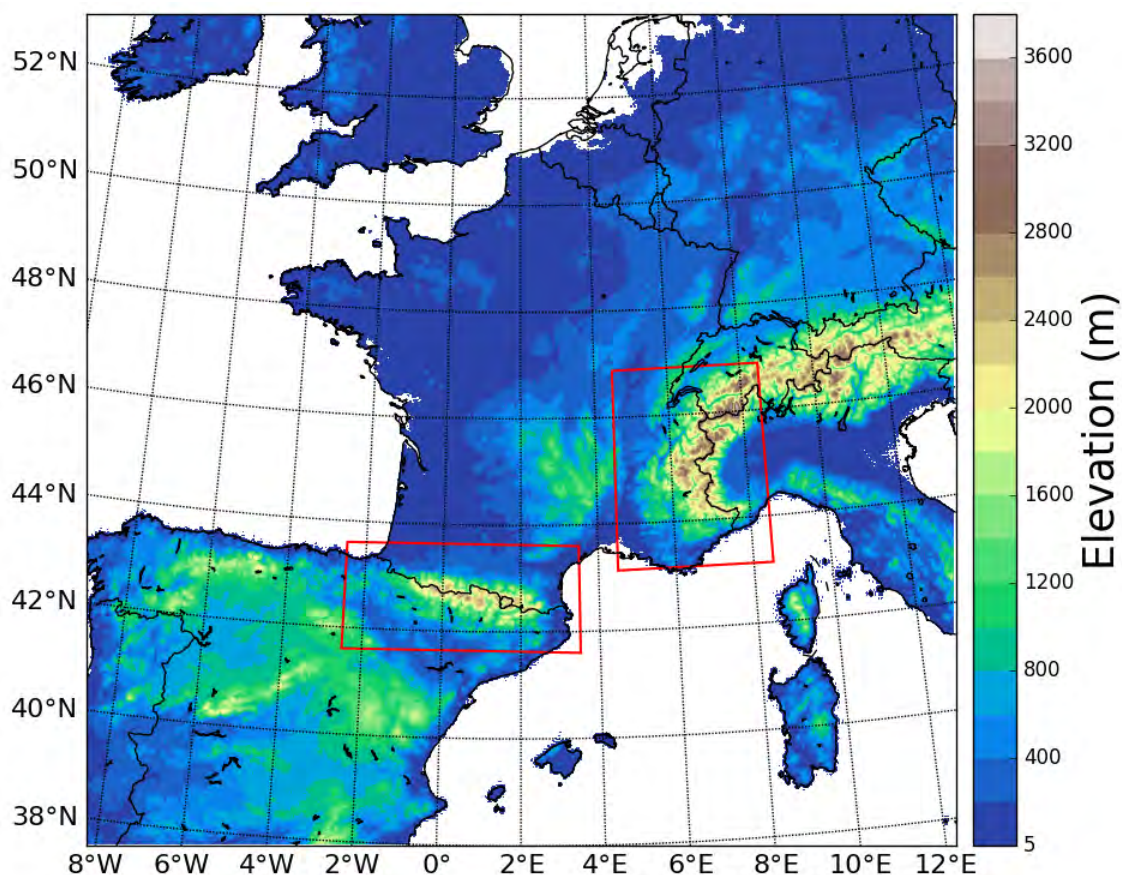


FIGURE 2.7 – Domaine de simulation d'AROME et topographie à résolution 2.5 km. Les domaines Pyrénées et Alpes utilisés dans ce travail de thèse sont encadrés en rouge.

La résolution horizontale a été raffinée à 1.3 km et le nombre de niveaux verticaux est passé à 90 en 2015 (Brousseau et al., 2016). AROME est un modèle spectral à la dynamique non-hydrostatique héritée du modèle ALADIN (Aire Limitée, Adaptation dynamique, Développement InterNational, modèle de PNT régional de Météo-France à maille de 10 km; Bubnová et al., 1995). La physique à méso-échelle d'AROME est issue du modèle atmosphérique Meso-NH (Lafore et al., 1998). Il est doté d'un schéma d'assimilation 3D-Var hérité d'ALADIN.

La Figure 2.8 représente les différentes sources d'informations nécessaires pour aboutir aux prévisions d'AROME. L'état initial de l'atmosphère est produit par une assimilation de données régionale couplée à une assimilation de données à grande échelle. Les principales observations assimilées concernent : (i) les précipitations (radar et radiances satellitaires micro-ondes), (ii) l'humidité de basses couches (stations automatiques et GPS), (iii) le vent en basses couches (stations automatiques, radars Doppler et diffu-

siomètres satellitaires), (iv) le vent et la température en altitude (radiances satellitaires, profils de vent par avion, radiosondages et radars profileurs). Le forçage des conditions de surface est fournie par une analyse de surface issue de SURFEX et utilisant la base de données géographiques Ecoclimap (Masson et al., 2003). Le forçage latéral est fourni par les prévisions du système de PNT global ARPEGE (Courtier et al., 1991) auquel AROME est couplé.

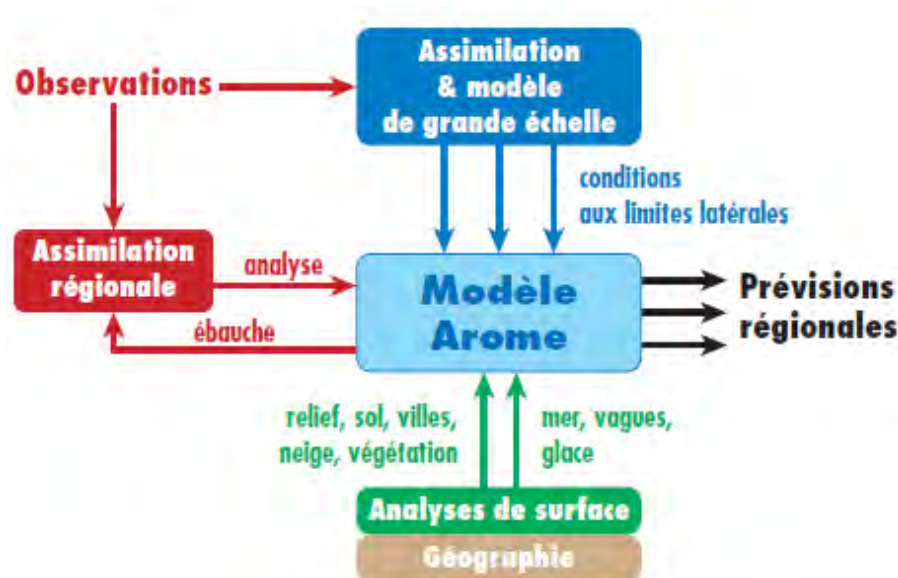


FIGURE 2.8 – Schéma fonctionnel d'AROME (d'après Bouttier, 2007).

La mise en œuvre opérationnelle d'AROME est régie par un cycle quotidien d'analyses et de prévisions. Ces cycles ont régulièrement changé depuis décembre 2008 avec les évolutions du modèle et l'augmentation des capacités des supercalculateurs de Météo-France. Dans sa configuration actuelle, l'assimilation de données suit un cycle horaire. Huit réseaux de production par jour (toutes les 3 heures) permettent d'initialiser les prévisions par une analyse. Les réseaux de 0 h UTC, 3 h UTC et 6 h UTC fournissent des prévisions à pas horaire jusqu'à J+1, 18 h UTC ; ceux de 12 h UTC et 18 h UTC fournissent des prévisions à pas horaire jusqu'à J+2, 6 h UTC ; les autres réseaux de production ayant des échéances plus courtes.

Dans ce travail de thèse, nous nous concentrerons sur deux sous-domaines du domaine couvert par AROME, incluant les massifs des Pyrénées et des Alpes françaises ; ils sont représentés en rouge sur la Fig. 2.7.

2.4.1.2 Apports potentiels d'AROME pour la météorologie de montagne et la nivologie

AROME a initialement été développé à Météo-France pour améliorer la prévision d'évènements convectifs, tels que les orages violents. Avec sa résolution kilométrique et sa physique non-hydrostatique, le modèle résout en effet explicitement la formation des nuages convectifs et des précipitations en résultant. En particulier, l'apport d'AROME en termes de localisation des précipitations intenses lors des épisodes cévenols a été montré par Vincendon et al. (2011). Ces épisodes, qui se produisent fréquemment à l'automne sur le pourtour méditerranéen, résultent du transport de l'air chaud et humide présent au-dessus de la mer Méditerranée vers les terres. Les premiers reliefs des Cévennes produisent un forçage orographique qui déclenche ou accentue la convection, donnant des précipitations intenses et causant des crues rapides et dévastatrices (Ducrocq et al., 2013).

Outre sa résolution effective de la convection, la physique non-hydrostatique d'AROME est particulièrement intéressante en zones de montagne, car elle lui permet de simuler les déplacements verticaux des masses d'air forcés par la topographie. Mais parmi les facteurs atmosphériques de variabilité du manteau neigeux en montagne énumérés en Sect. 1.1, lesquels peut-on espérer simuler avec AROME ?

- Tout d'abord, la résolution horizontale à 2.5 km offre une représentation relativement réaliste du relief avec vallées et sommets (Fig. 2.7), permettant de simuler les contournements du relief, ascendances et blocages orographiques (Sect. 1.1.1.2). On peut notamment s'attendre à une plus grande variabilité spatiale des précipitations au sein d'un même massif, et donc à une meilleure représentation des situations météorologiques où SAFRAN est pris en défaut (Sect. 2.3.3), telles que les retours d'Est dans le Queyras ou les effets de blocage orographique dans les Pyrénées.
- Du fait de sa résolution horizontale, une plus grande finesse intra-massif est aussi à attendre en termes de limite pluie-neige, de même qu'une plus grande variabilité intra-massif de la couverture nuageuse, et donc des rayonnements incidents. On peut également supposer des améliorations en termes de simulation du vent proche du sol, qui contrôle les flux turbulents en surface du manteau neigeux (Sect. 1.1.2.2). Le vent est une variable présentant une dépendance très marquée à la topographie locale : une résolution de 2.5 km ne permet pas de représenter ces fortes variations spatiales, mais peut fournir un vent moyen plus réaliste que celui fourni à l'échelle d'un massif entier par SAFRAN.
- En revanche, les effets de la configuration topographique environnante sur les rayonnements (Fig. 1.5) sont exclus, car à résolution horizontale kilométrique, les

pententes simulées sont faibles. De même, à cette échelle, les effets locaux du vent sur le dépôt de la neige tombante (Sect. 1.1.1.2) et sa redistribution (Sect. 1.1.2.1) sont des phénomènes sous-maille non modélisés.

- Enfin, le schéma de microphysique nuageuse d'AROME permet de simuler des processus tels que le givrage des flocons de neige donnant de la neige roulée (Sect. 1.1.1.1) ou l'effet seeder-feeder (Fig. 1.3), et donc à terme d'améliorer la distribution spatiale des précipitations en montagne.

L'ensemble de ces apports potentiels d'AROME pour la prévision météorologique en montagne en font un candidat pertinent pour alimenter des simulations distribuées du manteau neigeux en terrain complexe. Il convient dorénavant de vérifier la qualité de ces prévisions et d'évaluer leur intérêt en forçage atmosphérique de Crocus.

2.4.2 Evaluation des prévisions météorologiques d'AROME en montagne

Les performances du modèle AROME en zones de montagnes ont fait l'objet d'évaluations récentes dans les Alpes françaises. Des travaux préliminaires ont été menés sur les précipitations et l'humidité prévues par AROME. Dombrowski-Etchevers et al. (2013) ont ainsi montré que les prévisions de précipitations par AROME étaient légèrement supérieures à celles issues du système de réanalyse des précipitations SPAZM (Gottardi et al., 2012), le biais positif étant plus marqué vis-à-vis de SAFRAN, notamment dans les Alpes du Nord. Le contenu intégré en vapeur d'eau (colonne d'eau précipitable cumulée) présente une sous-estimation d'environ 2 mm au-dessus de 1500 m par comparaison à des observations GPS. Cette grandeur est indicative de la capacité précipitante d'une masse d'air (Trzpit, 1980), qui est donc sous-estimée en altitude par AROME. Sur cette même tranche d'altitude, l'humidité relative à 2 m présente quant à elle une surestimation d'environ 5% par rapport aux mesures de stations automatiques, avec un cycle diurne mal représenté.

Plus récemment, Vionnet et al. (2016) ont réalisé une évaluation complète des prévisions d'AROME dans les Alpes françaises en termes de variables météorologiques servant au forçage atmosphérique de Crocus : température de l'air à 2 m (T_{2m}), humidité relative et spécifique à 2 m (HR_{2m} et Q_{2m}), vitesse du vent à 10 m (V_{10m}), rayonnements incidents solaire ($SW\downarrow$) et infrarouge thermique ($LW\downarrow$) et quantités de précipitations. Cette évaluation a été réalisée par comparaison à des mesures in-situ et aux réanalyses de SAFRAN, et quantifiée en termes de biais et d'écart-type des erreurs (STDE, pour Standard Deviation Error en anglais). Ces scores sont calculés comme suit :

$$bias = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - O_i) \quad (2.1)$$

$$STDE = \sqrt{\sum_{i=1}^N \frac{(F_i - O_i)^2}{N} - bias^2} \quad (2.2)$$

où F_i et O_i sont la prévision et l'observation d'indice i parmi N , nombre total d'observations. Les résultats de cette évaluation sont synthétisés par le Tableau 2.1.

Ces résultats ont permis de mettre en évidence les caractéristiques d'AROME en zones de montagne, et notamment d'identifier les biais systématiques de certaines variables. De manière générale, les performances d'AROME s'avèrent satisfaisantes, avec en particulier un apport clair par rapport à SAFRAN en termes de variabilité spatiale des précipitations en montagne. On peut donc envisager d'utiliser les prévisions de ce modèle en forçage atmosphérique du modèle de manteau neigeux Crocus. C'est l'objet de ce travail de thèse.

TABLE 2.1 – Synthèse de l'évaluation des prévisions AROME dans les Alpes françaises sur la période 2010-2014 (résultats issus de Vionnet et al., 2016).

Variable	Données d'évaluation 2010-2014 du 1 Nov. au 31 Mai	Scores		Commentaires	
		Biais	STDE		
T _{2m} (K)	33 stations > 500 m	-1,5	2,6	Biais froid plus marqué en altitude, particulièrement la nuit.	
HR _{2m} (%)		5,0	16,9		
Q _{2m} (g kg ⁻¹)		-0,02	0,74		Biais positif plus marqué en altitude. Lié au biais froid en température.
					Biais positif en journée, négatif la nuit.
V _{10m} (m s ⁻¹)		0,0	2,3	Variable peu biaisée. Pas de variations journalière du biais.	
SW ↓ (W m ²)	Col de Porte (CDP, 1325 m) Glacier de St Sorlin (GSS, 2700 m)	24,8 (CDP) 6,5 (GSS)	100,3 (CDP) 85,7 (GSS)	Sous-estimation de la couverture nuageuse expliquant un biais positif en SW ↓ et négatif en LW ↓. Le biais négatif en LW ↓ peut expliquer en partie le biais négatif en T _{2m} .	
LW ↓ (W m ²)		-12,7 (CDP) -10,1 (GSS)	28 (CDP) 33,3 (GSS)		
Précipitations	71 stations de montagne Réanalyses SAFRAN	- Chutes de neige saisonnières : plus fortes pour AROME que SAFRAN au-dessus de 1700 m, mais SAFRAN tend à sous-estimer les précipitations à haute altitude. - Variabilité spatiale influencée par la topographie : précipitations accrues sur les versants au vent par rapport aux versants sous le vent. - Comparaison aux pluviomètres : surestimation des précipitations par AROME, mais sous-captation des pluviomètres en montagne.			

2.4.3 De la simulation de l'évolution saisonnière du manteau neigeux à la prévision d'évènements à enjeu

Vionnet et al. (2016) ont évalué les simulations du manteau neigeux AROME-Crocus distribuées sur une grille de 2.5 km dans les Alpes françaises par comparaison aux hauteurs de neige mesurées par 79 stations : ils ont montré une surestimation importante (biais = 40 cm, STDE = 50 cm), plus marquée que SAFRAN-Crocus (biais = 18 cm, STDE = 37 cm). Ces premiers scores laissent à penser à une dégradation des scores globaux en termes de hauteur de neige, mais il convient de garder à l'esprit que le nouveau forçage atmosphérique est constitué de prévisions seules, à la différence des simulations de référence alimentées par des réanalyses SAFRAN intégrant des observations météorologiques.

Il est donc nécessaire de pousser plus avant les investigations car la hauteur de neige est une grandeur intégrant l'ensemble des processus physiques affectant le manteau neigeux (accumulation, ablation, tassement...). L'apport potentiel d'AROME à la simulation du manteau neigeux en montagne sera donc d'abord étudié en détail sur les massifs pyrénéens à l'échelle saisonnière (Chapitre 3). On tentera ainsi de déterminer les performances d'une modélisation AROME-Crocus en distinguant les processus physiques affectant l'évolution du manteau neigeux. On essaiera également d'identifier au mieux sa valeur ajoutée en termes de distribution spatiale du couvert neigeux. En se focalisant toujours sur l'évolution saisonnière du manteau neigeux, nous étudierons ensuite l'apport de produits satellitaires de rayonnements incidents, de résolution horizontale proche de celle d'AROME, pour la modélisation du manteau neigeux en montagne (Chapitre 4). Cette étude couvrira les Pyrénées et les Alpes françaises. Enfin, nous évaluerons le potentiel d'AROME-Crocus pour la prévision d'évènements nivo-météorologiques à enjeu, que sont les précipitations verglaçantes formant une couche de glace en surface du manteau neigeux dans les Pyrénées (Chapitre 5). Ce phénomène est source de nombreux accidents en montagne. Nous montrerons donc en quoi un modèle atmosphérique méso-échelle tel qu'AROME peut permettre de prévoir ces évènements en exploitant sa résolution kilométrique et son schéma de microphysique nuageuse. Nous verrons comment de nouvelles implémentations dans le modèle Crocus permettent d'utiliser ces nouvelles informations atmosphériques pour modéliser la formation de glace sur le manteau neigeux.

L'ensemble de ces recherches devra nous permettre d'éclaircir les problématiques suivantes :

1. Les simulations AROME-Crocus distribuées présentent-elles une valeur ajoutée en termes de variabilité spatiale et temporelle du manteau neigeux en montagne par

rapport à l'approche par massif de SAFRAN-Crocus ?

2. Comment AROME-Crocus représente-t-il les bilans de masse et d'énergie du manteau neigeux ?
3. Un forçage atmosphérique pour Crocus constitué de prévisions d'AROME uniquement est-il suffisant ?
4. De nouveaux produits basés sur des observations à échelle kilométrique peuvent-ils contribuer à améliorer les simulations du manteau neigeux ?
5. Peut-on exploiter les informations de microphysique nuageuse des modèles méso-échelle pour la météorologie de montagne et la nivologie ?

Deuxième partie

AROME-Crocus pour la prévision du manteau neigeux à l'échelle d'une saison hivernale

Chapitre 3

Evaluation pluri-annuelle de l'apport des prévisions nivo-météorologiques d'AROME-Crocus

Sommaire

3.1	Introduction [en français]	75
	Article : Snowpack modelling in the Pyrenees driven by kilometric resolution meteorological forecasts	77
3.2	Introduction	78
3.3	Study area and period	80
3.4	Data and methods	82
3.4.1	Snowpack model	82
3.4.2	Atmospheric forcing	82
3.4.3	Evaluation dataset	84
3.4.4	Evaluation methods	85
3.5	Results	87
3.5.1	Evaluation of simulated snow depth	87
3.5.2	Daily SD variations	93
3.5.3	Snow Water Equivalent and bulk snowpack density	100
3.6	Discussion and conclusion	102
3.7	Perspective : bilans de masse glaciaires	108
3.8	Synthèse du chapitre	110

3.1 Introduction [en français]

Afin d'évaluer l'apport d'AROME pour des simulations distribuées du manteau neigeux en montagne, nous avons réalisé des simulations Crocus alimentées par les prévisions opérationnelles d'AROME sur le domaine Pyrénées (Fig. 2.7) à une résolution horizontale de 2.5 km durant quatre années consécutives (d'août 2010 à juillet 2014). En effet, il est nécessaire de considérer plusieurs saisons hivernales pour valider des simulations du manteau neigeux, du fait de la très grande variabilité inter-annuelle des conditions nivologiques, qui peut aboutir à des performances très différentes des modèles d'une saison à l'autre (Essery et al., 2013). Par ailleurs, les Pyrénées constituent une chaîne de montagnes particulièrement adaptée aux objectifs de l'étude. En effet, c'est une barrière orographique étroite entre la France et l'Espagne, qui s'étire de l'océan Atlantique à la mer Méditerranée, avec de nombreux sommets culminant à plus de 3000 m. Ces particularités topographiques et géographiques impliquent une très forte hétérogénéité des conditions climatiques et nivologiques.

L'évaluation a été menée par comparaison avec plusieurs jeux de données :

- des simulations Crocus alimentées par des réanalyses SAFRAN interpolées sur la grille d'AROME selon la méthode décrite par Vionnet et al. (2012). Ces simulations représentent la référence utilisée pour l'analyse nivologique par Météo-France. Elles permettent donc de juger de la valeur ajoutée d'une simulation distribuée à échelle kilométrique par rapport à l'approche actuelle par classe topographique.
- des mesures in-situ de hauteur de neige en 83 postes (stations automatiques et mesures manuelles aux stations de ski), de SWE en 20 stations automatiques et de précipitations en 28 pluviomètres, tous situés en montagne et sélectionnés à partir d'un critère de différence d'altitude maximale entre la grille modèle et l'altitude réelle du poste. Ces observations ponctuelles permettent d'évaluer comment les modèles peuvent reproduire les conditions météorologiques et nivologiques locales, dépendantes de la situation géographique et topographique du poste. Ces mesures ponctuelles ne sont pas nécessairement représentatives de la zone couverte par le pixel de modélisation correspondant. Le grand nombre de postes utilisé atténue toutefois les problèmes de non-représentativité. Comme évoqué en Sect. 1.2, la hauteur de neige est une grandeur intégrant l'ensemble des processus physiques internes au manteau neigeux (accumulation, ablation, tassement...). Le SWE intègre seulement les processus d'accumulation et d'ablation. Afin de distinguer au mieux comment les simulations représentent chacun de ces processus, nous avons également considéré les variations journalières de hauteur de neige et de SWE. Par ailleurs, le rapport entre SWE et hauteur de neige a permis d'étudier

la densité moyenne du manteau neigeux.

- des images MODIS journalières de fraction de couverture neigeuse (Klein and Stroeve, 2002), à résolution horizontale de 500 m, interpolées sur la grille d'AROME. La comparaison aux simulations AROME-Crocus et SAFRAN-Crocus a permis de juger de l'adéquation de la distribution spatiale de la neige au sol, sans préjuger de sa quantité.

L'évaluation aux postes a été menée à l'aide des métriques classiques de validation que sont le biais et l'écart-type des erreurs STDE (Sect. 2.4.2), ce dernier quantifiant la dispersion des erreurs autour du biais moyen. Les variations journalières de hauteur de neige et les précipitations ont été traitées par distributions catégorielles, et un score catégoriel associé, l'ETS (Equitable Threat Score; Nurmi, 2003). Afin de quantifier l'adéquation spatiale des étendues enneigées simulées et observées par MODIS, nous avons utilisé deux métriques de similarité : l'indice de Jaccard et l'ASSD (Average Symmetric Surface Distance). Le calcul de ces deux métriques est schématisé en Fig. 3.1. L'indice de Jaccard des surfaces A et B correspond à la surface de leur intersection (surface verte) divisée par la surface de leur union (somme des surfaces bleues, vertes et jaunes) : il traduit donc le recouvrement des surfaces A et B puisqu'il vaut 0 en l'absence de recouvrement, et il vaut 1 quand $A=B$. L'ASSD correspond à une distance moyenne entre les contours des deux surfaces (soit schématiquement une moyenne des flèches représentées). Il vaut 0 quand $A=B$, mais n'est pas borné par un maximum.

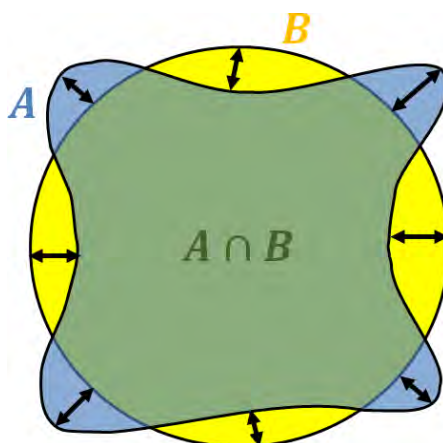


FIGURE 3.1 – Représentation schématique du calcul de l'indice de Jaccard et de l'ASSD de deux surfaces A et B.

L'ensemble des résultats de cette évaluation et les analyses associées sont donnés ci-après dans la retranscription d'un article en anglais. Elle est complétée en Sect. 3.7 par la perspective d'utilisation des bilans de masse glaciaires pour valider les précipitations hivernales simulées par les modèles en haute-altitude. La Section 3.8 propose une synthèse des principales conclusions du chapitre.

Article : Snowpack modelling in the Pyrenees driven by kilometric resolution meteorological forecasts

Cette section correspond à l'article suivant, publié dans The Cryosphere :

Quéno, L., Vionnet, V., Dombrowski-Etchevers, I., Lafaysse, M., Dumont, M., and Karbou, F.: Snowpack modelling in the Pyrenees driven by kilometric-resolution meteorological forecasts, *The Cryosphere*, 10, 1571–1589, doi:10.5194/tc-10-1571-2016, 2016

Abstract

Distributed snowpack simulations in the French and Spanish Pyrenees are carried out using the detailed snowpack model Crocus driven by the Numerical Weather Prediction system AROME at 2.5 km grid spacing, during four consecutive winters, from 2010 to 2014. The aim of this study is to assess the benefits of a kilometric resolution atmospheric forcing to a snowpack model for describing the spatial variability of the seasonal snow cover over a mountain range. The evaluation is performed by comparisons to ground-based measurements of the snow depth, the snow water equivalent and precipitations, to satellite snow cover images and to snowpack simulations driven by the SAFRAN analysis system. Snow depths simulated by AROME–Crocus exhibit an overall positive bias, particularly marked over the first summits near the Atlantic Ocean. The simulation of mesoscale orographic effects by AROME gives a realistic regional snowpack variability, unlike SAFRAN–Crocus. The categorical study of daily snow depth variations gives a differentiated perspective of accumulation and ablation processes. Both models underestimate strong snow accumulations and strong snow depth decreases, which is mainly due to the non-simulated wind-induced erosion, the underestimation of strong melting and an insufficient settling after snowfalls. The problematic assimilation of precipitation gauge measurements is also emphasized, which raises the issue of a need for a dedicated analysis to complement the benefits of AROME kilometric resolution and dynamical behaviour in mountainous terrain.

3.2 Introduction

A major challenge in seasonal snow cover studies in mountainous terrain is to take into account the high spatial variability of the snowpack, since it affects many phenomena in mountains. In particular, it is of prime importance for avalanche hazard forecasting or mountain hydrology. The snow cover heterogeneous distribution is indeed the main factor controlling the runoff during the melting season (Anderton et al., 2002), as well as an essential factor of avalanche formation (Schweizer et al., 2003). The seasonal snow heterogeneity also strongly affects the alpine tundra plant life (Jonas et al., 2008b), as well as the alpine wildlife (Jonas et al., 2008a).

The spatial variability of the snowpack is observed at different scales and is mainly caused by the spatial variability of atmospheric conditions, on the same range of scales. The regional climate determines the main synoptic weather patterns which contribute to the snow cover build up. Within a mountain range and at a given elevation, the snowpack spatial variability is caused by the amount of local exposure to synoptic flows bringing snowfall. Additionally, the atmospheric conditions at the surface vary following the local topography, e.g. the elevation influences temperatures, precipitation phase and radiations, and slope and aspect have an influence on incoming solar radiations. At a smaller scale (less than 100m), processes like wind-induced erosion (Pomeroy and Gray, 1995), avalanches (Schweizer et al., 2003) or preferential deposition of snowfall on the leeward slopes (Lehning et al., 2008), play a decisive role on the snow distribution (e.g. Mott et al., 2010).

The description of the snowpack variability through snowpack modelling is thus highly dependent on the spatial resolution of the atmospheric forcing. This variability is currently represented by classes of elevation, slope and aspect at a scale of about 1000 km² for operational avalanche hazard forecasting in French mountainous areas. The detailed snowpack model SURFEX/ISBA/Crocus (Vionnet et al., 2012), mentioned as Crocus hereafter, is used within the SAFRAN–SURFEX/ISBA/ Crocus–MEPRA model chain (Durand et al., 1999; Lafaysse et al., 2013). The meteorological analysis and forecasting system SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige ; Analysis System Providing Atmospheric Information to Snow ; Durand et al., 1993) provides relevant meteorological parameters affecting the snowpack evolution, with a dependence on the elevation within mountain ranges, so called "massifs", assumed to be homogeneous from a meteorological viewpoint. SAFRAN was also used in many other applications such as a climatology of the snow cover in the French Alps from 1958 to 2005 (Durand et al., 2009a,b).

The atmospheric forcing of snowpack models for distributed simulations (i.e. on a

regular grid) has been recently the object of many studies, building on the development of NWP (Numerical Weather Prediction) models of increasing resolution. Bellaire et al. (2011, 2013) performed snowpack simulations in Canada with the detailed snow cover model SNOWPACK (Bartelt and Lehning, 2002), driven by the 15 km resolution regional NWP model GEM15 (Mailhot et al., 2006), with a view to avalanche hazard forecasting. They highlighted that distributed snow cover simulations driven by NWP systems would be highly beneficial in areas with few snow cover observations. For snowpack simulations in mountainous terrain, kilometric atmospheric information allows to capture an important part of the intra-massif snowpack variability. Such simulations were performed by Bellaire et al. (2014) in New-Zealand for avalanche hazard forecasting, driving SNOWPACK by the NWP model ARPS (Advanced Regional Prediction System, Xue et al., 2000) at a 3 km and 1 km horizontal resolution. This study shows better results in terms of snowfall for the highest resolution forcing over a 10 days snowy period. Horton et al. (2015) demonstrated the benefits of forcing SNOWPACK with the 2.5 km resolution NWP model GEM-LAM (Erfani et al., 2005) for specific studies of snowpack stability (surface hoar layers formation). Schirmer and Jamieson (2015) applied the same chain of models GEM-LAM/SNOWPACK in the mountains of western Canada and north-western USA, with a focus on winter precipitation, and showed that the kilometric resolution NWP system performed better than GEM15 (15 km) and a precipitation analysis system, particularly in terms of snowfall quantitative distribution. The snowpack variability can also be simulated at scales of tens of meters, using adequate snowpack-atmosphere coupled models. Vionnet et al. (2014) used the coupled system Meso-NH/Crocus to study wind-induced erosion of the snowpack, at a 50 m horizontal resolution; and Mott et al. (2014) used the atmospheric model ARPS at a 75 m horizontal resolution for studying the orographic effects on snow deposition patterns. Such simulations can only be made on very limited areas, due to obvious computing limitations, and cannot currently be applied to operational issues such as avalanche hazard forecasting or mountain hydrology.

The aim of the present study is to simulate the snowpack variability within a whole mountainous chain. Consequently, kilometric snowpack simulations offer a promising compromise between spatial resolution and computational time. AROME (Application of Research to Operations at MESoscale, Seity et al., 2011) is a 2.5 km resolution NWP model, operational over France since December 2008. Its kilometric resolution over the French mountains offers an alternative to the forcing of Crocus by SAFRAN, at higher resolution, but without a dedicated analysis system. AROME has been preliminarily evaluated in mountainous terrain by Dombrowski-Etchevers et al. (2013) and Vionnet et al. (2016), who showed its good performance for mountain weather forecast in the French

Alps. Vionnet et al. (2016) discussed the potential of AROME–Crocus for snowpack modelling in the French Alps. They illustrated the realistic representation of the intra-massif spatial variability of the snowpack for this region, although the improved resolution does not compensate for the lack of a dedicated analysis system. Subsequently, this paper proposes to expand the study to the French and Spanish Pyrenees, whose climate differs from that of the Alps as these mountains are subjected to the influence of both Atlantic Ocean and Mediterranean Sea. We also refine the analysis of snowpack simulations, using categorical scores to separate the different physical processes.

The organization of the paper is as follows. In section 3.3, we introduce briefly the geographical and climate characteristics of the study area and period. Section 3.4 describes the snowpack model Crocus; then, the atmospheric forcing from NWP model AROME at kilometric resolution, and the forcing from SAFRAN reanalysis; finally, the observations dataset and verification methods. Section 3.5 details the results following three main axes : (i) global scores and spatial distribution of snow depth (SD); (ii) daily snow depth variations and winter precipitation; and (iii) comparison to snow water equivalent (SWE) scores and study of bulk snowpack density. These results are discussed in section 3.6, with concluding remarks and outlooks.

3.3 Study area and period

This study focusses on the Pyrenees (Fig. 3.2), the natural border which separates France from Spain, from the Atlantic Ocean to the Mediterranean Sea. Many summits, especially in its central part, exceed 3000 m.a.s.l. with a maximum at the Aneto Peak in Spain with 3404 m.a.s.l. Our domain of study covers France, Andorra and Spain, from 41.6° N to 43.6° N latitude and from -2.5° E to 3.5° E longitude (approximately 500 km x 220 km).

The Pyrenean climate, in its western part, is strongly influenced by the proximity of the Atlantic Ocean and therefore mostly exposed to westerly winds. This influence abating in the eastern Pyrenees. Hence, most winter precipitations, controlling the snow cover distribution, are due to South-West to North-West flows (e.g. Buisan et al., 2015; Durand et al., 2012; Maris et al., 2009; Vada et al., 2013). They generate a strong West-East gradient of decreasing precipitation, leading to a similar gradient of mean snow depth and of number of days with snow on the ground (Maris et al., 2009). A North-South gradient of snow quantities (with more snow on the Northern side) is due to warmer and drier conditions in Spain than in France, largely associated to a frequent northerly Foehn effect in Spain (López-Moreno et al., 2009). Following Maris et al. (2009), we defined three climatic regions : western Pyrenees, under the direct influence

of the Atlantic Ocean, central Pyrenees, with a more continental climate, and eastern Pyrenees, under the Mediterranean influence (Fig. 3.2).

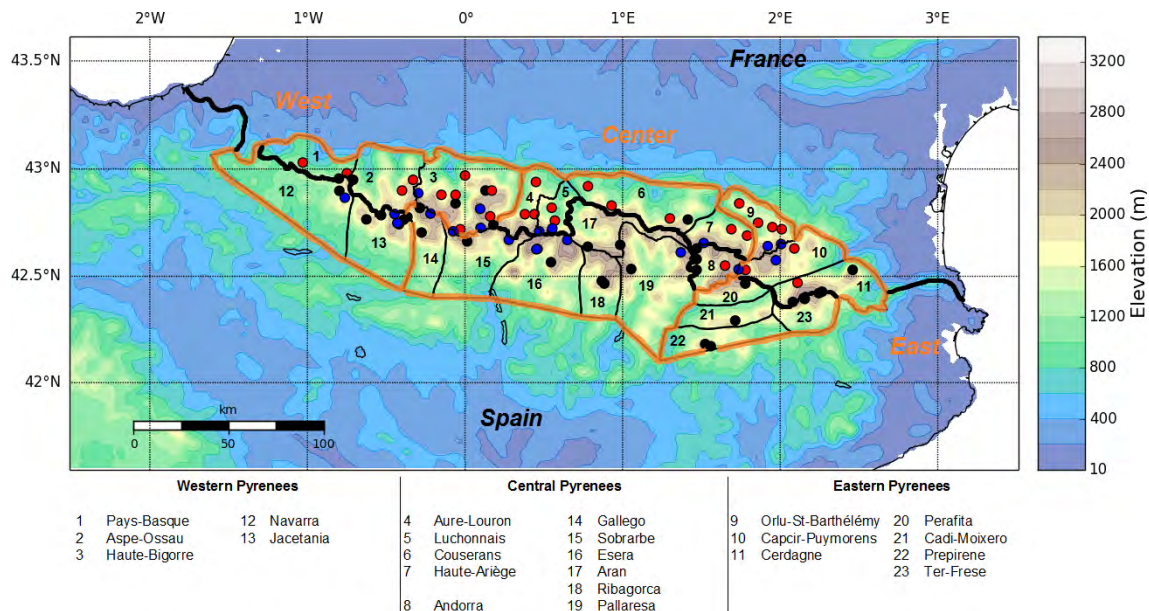


FIGURE 3.2 – Location of measurement stations in the Pyrenees : SD and precipitation (red circles), SD and SWE (blue circles), SD only (black circles). Background map : AROME topography (years 2010/2012). SAFRAN massifs delimited (black line), national borders (bold black line) and climatic regions (bold orange line). SAFRAN massifs names in caption.

The study period goes from August 2010 to July 2014. Because of the inter-annual variability of winter conditions, several years are necessary to assess snow models with significance (Essery et al., 2013). Moreover, the 2010/2014 period covers four very contrasted winters. Winter 2010/2011 was rather dry, hence a deficit of snow in the Pyrenees (with respect to the climate normal), despite early snowfall in November. Winter 2011/2012, also dry, saw a deficit of snow, especially on the Spanish slopes (Vada et al., 2013; Gascoin et al., 2015). In contrast, winter 2012/2013 was very cold and wet, breaking a 40 year old record of snowfall and snow depth, particularly in the French Pyrenees. Winter 2013/2014 was also characterized by a much higher level of snow than normal, due to a lot of precipitation, despite warmer conditions.

3.4 Data and methods

3.4.1 Snowpack model

Snowpack simulations were carried out using the detailed snow cover model Crocus (Brun et al., 1992; Vionnet et al., 2012) coupled with the ISBA land surface model within the SURFEX (EXternalized SURFace) simulation platform (Masson et al., 2013). SURFEX/ISBA/Crocus models the evolution of the physical properties of the snowpack, its stratigraphy (with a user-defined maximum number of layers, 50 in this study) and the underlying ground, under given meteorological forcing data. The model is used here in an offline mode (i.e. not fully coupled to atmospheric simulations), with prescribed atmospheric forcing described in section 3.4.2. Snowpack simulations were performed over the domain defined in section 3.3 (Fig. 3.2), on a regular 0.025° grid, from 1 August 2010 to 31 July 2014, with a 15 minutes internal time step.

Soil properties were obtained from the HSWD 1 km resolution database for soil texture (FAO/IIASA/ISRIC/ISS-CAS/JRC, 2012). Aspect and slope are not taken into account for incoming solar radiations, since the 2.5 km resolution topography can hardly represent the local orography of observation stations. As observations are collected in open fields, the interactions with the vegetation and the parameterization of fractional snow cover are not activated within the SURFEX scheme. Wind-induced snow transport is not simulated.

3.4.2 Atmospheric forcing

Crocus requires the following atmospheric forcings : reference level temperature and specific humidity (usually 2 m above ground), wind speed (usually 10 m above ground), incoming shortwave and longwave radiations, solid and liquid precipitation. Two different forcings were used : one generated from the AROME NWP system (Seity et al., 2011) operational forecasts and the other one from the SAFRAN reanalyses (Durand et al., 1993, 2009b). These forcings are described hereafter.

3.4.2.1 AROME : kilometric resolution NWP system

AROME is the high resolution NWP system at Météo-France (Seity et al., 2011). Its 2.5 km horizontal resolution (upgraded to 1.3 km in 2015, Brousseau et al., 2016) makes it of particular interest for forecasting intense events (like convective rains) and small scale processes in alpine terrain, such as orographic precipitations or Foehn effects, thanks to a realistic description of the topography. AROME is a spectral and non-hydrostatic model, which combines the physical package of the research model Meso-NH (Lafore

et al., 1998) with the dynamical core of the non-hydrostatic version of the limited area NWP ALADIN model (Bubnová et al., 1995). A detailed description of the physics and data assimilation schemes can be found in Seity et al. (2011). In particular, the precipitation phase is derived from the cloud microphysical scheme.

The implementation of AROME as an operational system is made through thirty hours forecasts at the 00 :00, 06 :00, 12 :00, and 18 :00 UTC nominal analysis times, over a domain covering France. We use here the hourly forecasts issued from the 00 :00 UTC analysis time, from +6h to +29h , extracted on a regular latitude/longitude 0.025° grid to build a continuous forcing from 1 August 2010 to 31 July 2014 over the domain of study.

Some changes in the operational configuration of AROME occurred during the four years of simulations : the simulation domain was extended during summer 2012 with a modification of the topographic database. The topography from Global 30 Arc-Second Elevation Data Set (GTOPO30) was used in a low-resolution version (5 km) before summer 2012, and at 30 Arc-Second (approximately 1 km) resolution afterwards, which lead to a modification of the forcing files orography in the middle of our simulation period.

3.4.2.2 SAFRAN : analysis system

The SAFRAN analysis system (Durand et al., 1993, 2009a,b) provides hourly atmospheric forcing data for each of the 23 massifs of the Pyrenees (Fig. 3.2). Within each massif, the forcing is provided by 300 m altitude steps. SAFRAN reanalyses take a preliminary guess from the global NWP model ARPEGE (from Météo-France, 15 km grid spacing guess projected on a 40 km grid), complemented by available observations from automatic weather stations, manual observations carried out in the climatological network and in ski resorts and atmospheric upper-level sounding. In particular, a daily precipitation analysis is included, with a climatological guess depending on a daily determination of the general weather pattern. This determination is based on a classification of nine weather patterns, defined by Meteo France mountain forecasters to be representative of the main precipitating regimes of the Pyrenees. It is made following the synoptic circulation, through the altitude of the 500 hPa geopotential level. The precipitation phase is derived from a simple threshold of 1°C air temperature at 2 m above the ground. In this study, SAFRAN forcing was interpolated over the 0.025° grid of the domain described in section 3.3, following the method described by Vionnet et al. (2012).

3.4.3 Evaluation dataset

The observational dataset contains snow depth (SD), snow water equivalent (SWE) and precipitation measurements available in the Pyrenean SAFRAN massifs, both in France and Spain. The SD observations consist of daily manual measurements at ski resorts (at 6 UTC) and hourly automatic measurements by ultra-sonic sensors at high altitude stations. Only the value at 6 UTC from the hourly record is used in this study. The SWE measurements come from automatic stations with cosmic ray snow gauges (Gottardi et al., 2013). Daily values are obtained through a 24h-median smoothing of hourly measurements. Both SD and SWE data are independent (i.e. not assimilated in SAFRAN–Crocus nor in AROME–Crocus). The 24h-cumulated precipitations measurements are manually collected every day at ski resorts with precipitation gauges (at 6 UTC), without any correction. These data are assimilated in SAFRAN.

A criterion of altitude is then applied to select adequate stations. Only stations with less than 150 meters elevation difference to the model topography are selected for evaluation. Following this selection, 83 SD stations could be used in the whole Pyrenees, amongst which, 20 stations with SWE measurements and 28 stations with precipitation measurements (Fig. 3.3). 45 of them are located in France, 38 in Spain, 24 in the western Pyrenees, 32 in the central Pyrenees and 17 in the eastern Pyrenees (Fig. 3.2). These stations are all between 1000 m.a.s.l. and 2600 m.a.s.l. The altitude distribution is represented in Fig. 3.3. The mean altitude, weighted by the number of SD observations, is 2007 m.a.s.l. The spatial coverage of the domain can be considered representative (observations are available for all massifs), excepting the southern foothills with no data.

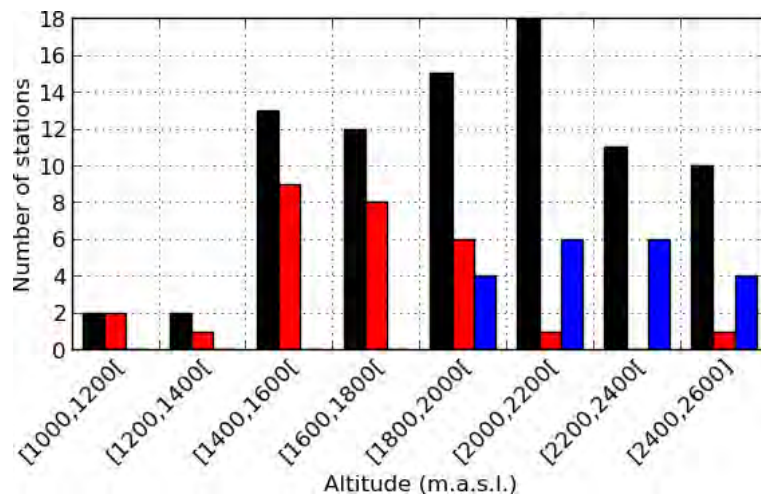


FIGURE 3.3 – Altitude distribution of all SD stations (black), precipitation gauges (red) and SWE stations (blue).

MODIS daily fractional snow cover images (MOD10A1, Klein and Stroeve, 2002) at

0.005° resolution are used to evaluate the ability of snowpack simulations to reproduce the spatial variability of snow cover in the Pyrenees. They are projected to a 0.025° grid using a nearest-neighbour interpolation method, for systematic comparison to snow cover simulations.

3.4.4 Evaluation methods

AROME–Crocus snowpack simulations were evaluated in terms of SD and SWE from October 1 to June 30 over the period 2010/2014. SAFRAN–Crocus simulations were evaluated in a similar manner. Two error metrics were used : the bias and the Standard Deviation Error (STDE, which represents the temporal and spatial dispersion around the bias).

A complementary evaluation was carried out in terms of daily snow depth variations. This additional metrics allows to avoid cumulative errors which occur during winter, and to offer another view on precipitation forecast as well as the simulation of settling and ablation processes. The daily Snow Depth variation ΔSD_n is defined for day n as :

$$\Delta SD_n = SD_n - SD_{n-1} \quad (3.1)$$

ΔSD categories are defined according to the decrease or increase of SD, and allow to study categorical distribution, sums and scores, in a similar way as Schirmer and Jamieson (2015) in their study of winter precipitations. Daily Snow Water Equivalent variation (ΔSWE) is also defined in the same way.

Based on 2x2 contingency tables (Table 3.1), the Equitable Threat Score (ETS, defined by Nurmi, 2003) was used to study daily variations. The ETS is a score commonly used for precipitation forecast evaluation (e.g. Bélair et al., 2009). It was used here for the purpose of comparison with the findings of Schirmer and Jamieson (2015). It measures the proportion of correct "yes"-events amongst all events, except correct rejections (the forecast skill does not consider "no"-events, much more frequent than "yes"-events) :

$$ETS = \frac{HI - HI_{rdm}}{HI + FA + MI - HI_{rdm}} \quad (3.2)$$

and taking into account chance hits :

$$HI_{rdm} = \frac{(HI + FA)(HI + MI)}{N} \quad (3.3)$$

where $N = HI + FA + MI + CR$ is the total number of observations. It ranges from -1/3 to 1, where 0 means no skill and 1 means perfect score.

TABLE 3.1 – 2x2 contingency table

	OY	ON
FY	HI (hits)	FA (false alarms)
FN	MI (misses)	CR (correct rejections)

OY = Observed Yes; ON = Observed No

FY = Forecast Yes; FN = Forecast No

The Jaccard index (J) and the Average Symmetric Surface Distance (ASSD) are two similarity metrics which were used to compare simulated and remotely sensed snow covered areas. They were calculated with the Python `medpy.metric.binary` program from the MedPy package. They were applied to simulated and observed binary snow covered maps on the same grid. If A and B represent the simulated and the observed snow cover domain, respectively, J is the number of pixels that are snow covered in both A and B divided by the total number of pixels in the union of A and B :

$$J = \frac{|A \cap B|}{|A \cup B|} \quad (3.4)$$

J is thus dependent on the whole snow covered area. It ranges from 0 to 1, where 0 means no overlap of A and B surfaces, and 1 means $A = B$. The ASSD is complementary to J since it evaluates a mean distance between the boundaries of the two surfaces. It is based on the Modified Directed Hausdorff Distance between boundaries L_A and L_B , defined by Dubuisson and Jain (1994) as the average distance of the points of L_A to L_B :

$$MDHD(A, B) = \frac{1}{|L_A|} \sum_{a \in L_A} d(a, L_B) \quad (3.5)$$

where $d(a, L_B)$ is the Euclidean distance between point a and the closest point of boundary L_B :

$$d(a, L_B) = \inf_{b \in L_B} ||a - b|| \quad (3.6)$$

The MDHD is a directed distance, used by Sirguey (2009) for snow patterns matching. The ASSD is its symmetrised version :

$$ASSD(A, B) = \frac{MDHD(A, B) + MDHD(B, A)}{2} \quad (3.7)$$

It ranges from 0 to $+\infty$, where 0 means $L_A = L_B$. In practice, the maximum value is the highest possible distance between two points of the domain.

Binary maps are built using a 20 kg m^{-2} SWE threshold for simulations and a 50% snow fraction threshold for satellite data. The metrics are calculated only when the cloud fraction on the domain is less than 10% and the snow cover represents at least 10 pixels

in MODIS images interpolated on AROME grid (the size of a pixel is $0.025^\circ \times 0.025^\circ$, i.e. approximately 6.25 km^2).

3.5 Results

3.5.1 Evaluation of simulated snow depth

3.5.1.1 Global scores for the winter season

Table 3.2 summarizes error statistics for snow depth during the whole period of study. The number of stations available varies from year to year (from 62 to 79) because of modifications in the model topography and missing data. Scores were also computed for a constant number of stations (restricted to 46, not shown), and showed that the annual variability of the number of stations does not impact the results and the analysis exposed hereafter. These scores show a global overestimation of snow depth by AROME–Crocus with an overall bias of $+ 55 \text{ cm}$, while the overall bias of SAFRAN–Crocus is $+ 22 \text{ cm}$. The overall STDE reaches 70 cm for AROME–Crocus, against 57 cm for SAFRAN–Crocus. The errors are rather high for both models and some elements of explanation will be given in the next sections.

For both models, the highest STDEs are found for winters 2012/2013 and 2013/2014, two very snowy winters. In terms of spatial distribution, the positive bias and STDE decrease from West to East for AROME–Crocus, with notable errors in the western zone. In the eastern zone, AROME–Crocus and SAFRAN–Crocus STDEs are equivalent. AROME–Crocus scores are equivalent in France and Spain, while SAFRAN–Crocus behaves slightly better in France, probably due to a higher number of observations assimilated by the model. As regard to altitude, biases are constant for SAFRAN–Crocus and decrease for AROME–Crocus, which implies a higher relative bias in the $[1000 \text{ m}, 1800 \text{ m}]$ range.

Figure 3.4 shows scores for each station over the whole period of study. Almost all stations show an overestimation of snow depth, particularly for AROME–Crocus with extreme positive biases on the Atlantic foothills. The 3 highest biases for AROME–Crocus are given by the following three stations : Isaba El Ferial ($+ 188 \text{ cm}$; massif of Navarra, western Pyrenees, Spain), Arette La Pierre Saint Martin ($+ 209 \text{ cm}$; massif of Pays-Basque, western Pyrenees, France), Soum Couy Nivôse ($+ 229 \text{ cm}$; massif of Aspe-Ossau, western Pyrenees, France), all located in the vicinity of the Pic d’Anie, the first summit above 2500 m.a.s.l. close to the Atlantic Ocean. These 3 stations also show a very high STDE (higher than 1 m). The 2 next highest biases are located in the North-West foothills : Gourette ($+ 135 \text{ cm}$; massif of Aspe-Ossau, western Pyrenees,

TABLE 3.2 – Scores (bias and STDE) for simulated snow depth against observations in the Pyrenees for winters 2010/2011 to 2013/2014

	stations	N	mean obs. (cm)	bias (cm)		STDE (cm)	
				AROME	SAFRAN	AROME	SAFRAN
2010-2014	83	47169	70	55	22	70	57
2010-2011	63	10445	48	57	20	55	42
2011-2012	62	10401	39	43	16	52	44
2012-2013	79	14281	103	52	17	77	65
2013-2014	67	12042	76	65	37	85	64
West	27	14393	83	65	17	84	54
Center	35	21865	72	57	28	64	55
East	21	10911	50	36	18	58	63
France	45	22491	76	56	17	75	50
Spain	38	24678	65	53	28	66	62
[1000m,1800m[29	11975	48	66	25	71	43
[1800m,2200m[33	19164	76	46	17	72	61
[2200m,2600m[21	16030	80	57	27	66	61

France) and Hautacam (+ 154 cm ; massif of Haute-Bigorre, western Pyrenees, France). This region is particularly exposed to W-NW flows due to its proximity to the Atlantic Ocean. There is thus an excessive orographic blocking on these first peaks by AROME. Except for these stations, biases and STDEs are more homogeneous in the rest of the Pyrenees.

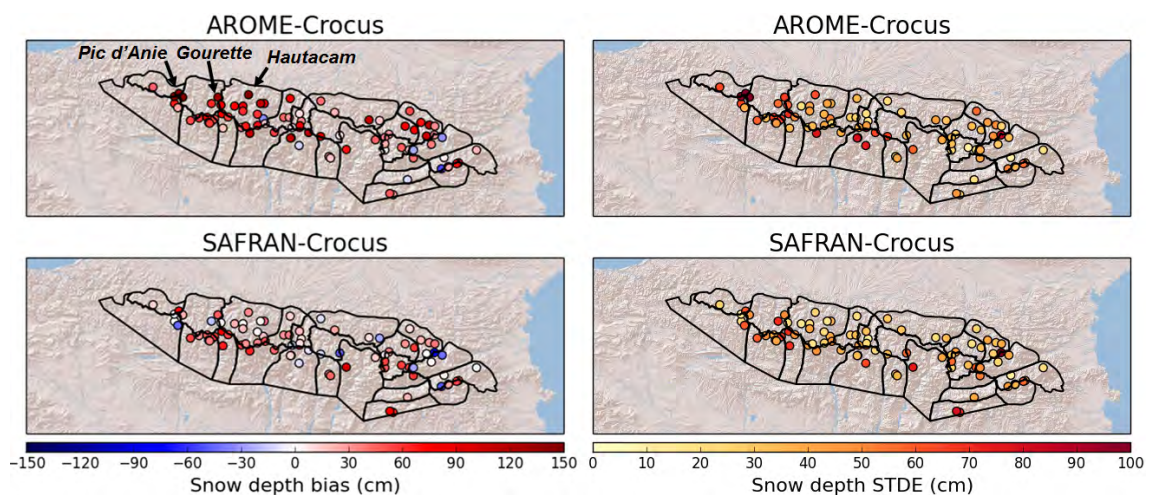


FIGURE 3.4 – Snow depth bias (left) and STDE (right) by station for AROME–Crocus (up) and SAFRAN–Crocus (down), 2010/2014

3.5.1.2 Focus on winter 2011/2012

Winter 2011/2012 was characterized by a deficient snowpack in the Spanish Pyrenees, due to dry and warm weather in the Southern side of the chain (Vada et al., 2013). It was also characterized by a strong contrast between the French and the Spanish sides of the Pyrenees : even if the French Pyrenees exhibited a deficit of snow for most of the winter (with respect to the climate normal), the first half of February 2012 was exceptionally cold and snowy in France. The Spanish Pyrenees were far less prone to snowfalls, due to the northern flow. This asymmetry (and the ensuing fall in the Spanish hydropower production in springtime) was highlighted in terms of snow cover duration in Gascoin et al. (2015). Hereafter are shown the added value of AROME high-resolution forcing for simulating a particular meteorological contrast due to the topography, and the resulting snow cover distribution.

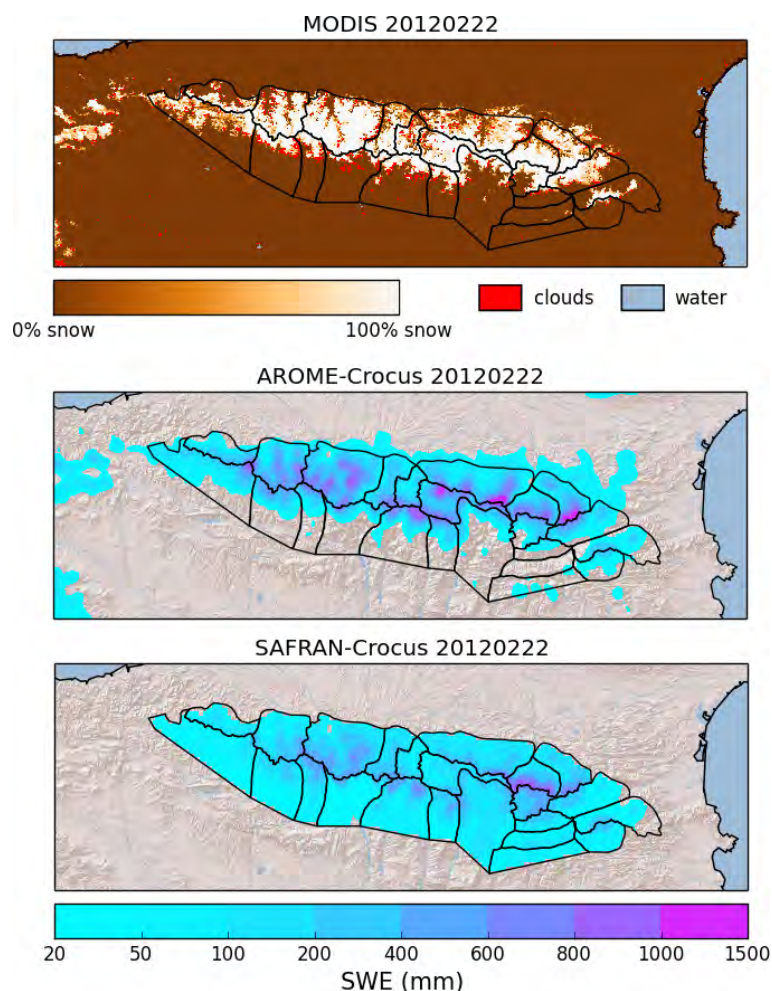


FIGURE 3.5 – Top : snow cover fraction on 22 February 2012, from MO10A1 images (0.005° resolution). Bottom : SWE simulations by AROME-Crocus and SAFRAN-Crocus, same date. SAFRAN-Crocus simulations are only defined within SAFRAN mas-sifs.

Figure 3.5 gives an overview of the snow cover simulated by AROME–Crocus and SAFRAN–Crocus (values of SWE higher than 20 kg m^{-2}), compared to MODIS fractional snow cover images, on 22 February 2012. This date (selected because of clear sky conditions) is close to the end of the intense cold and snowy events in the French Pyrenees, corresponding to a maximum contrast between both sides of the Pyrenees. This contrast appears clearly on MODIS snow cover image, where snow is only present on the highest summits of the Spanish Pyrenees, on the border ridge; while snow covers most of the French Pyrenean massifs and Val d'Aran (in Spain, but in the Northern side of the Pyrenean highest ridge). The absence of snow in the Spanish Pyrenean foothills is particularly well represented in the AROME–Crocus simulation, and the snow cover distribution matches observations. On the contrary, SAFRAN–Crocus simulation exhibits a rather homogeneous snow cover in Spanish massifs (despite still lower quantities than in the French Pyrenees). The snow cover spatial distribution, and particularly the snow deficit in the Spanish Pyrenees, is thus better simulated by AROME–Crocus.

This improvement in terms of snow cover may be attributed to AROME dynamical behaviour in complex topographies. Vada et al. (2013) showed that the snowfall deficit in 2011/2012 was more sensitive at Spanish stations exposed to South flows, while Spanish stations more exposed to North flows exhibited a lower negative anomaly. The snowpack was mainly constituted by N-NW flows during this season, which is confirmed by a study of SAFRAN weather patterns. We cumulated all snowfalls (from SAFRAN outputs) which occurred on the studied domain between 1 October 2011 and 22 February 2012 (date studied in Fig. 3.5). 67% of the cumulated snowfall fell during days of North to North-West flows, which correspond to two synoptic patterns : a minimum geopotential in the Genoa gulf and a maximum in Ireland, associated to N and NW flows (38%); and disturbed NW flow with strong geopotential gradient, implying strong precipitations on the NW French Pyrenees and a Foehn effect in Spain (29%). During the four winters 2010/2014, these synoptic conditions constituted 45% of total snowfalls. In contrast, only 4% of total snow quantities fell during days of South to South-West flows (against 14% over the period 2010/2014).

The behaviour of both forcing models in such specific synoptic conditions is of particular interest. Snowfalls from AROME and SAFRAN were cumulated from 1 October 2011 to 22 February 2012. They are represented in Fig. 3.6 along a NW/SE cross section, as well as cumulated positive ΔSWE from measurements of three stations close to the transect. Orographic blocking is visible on the windward sides, with a maximum snowfall immediately upstream of the highest summit whereas a Foehn effect in Spain implies a drastic drop of snowfalls immediately behind the highest ridge. The orographic shield of the Haute-Bigorre first high summits leads to fewer snowfall than upstream for the

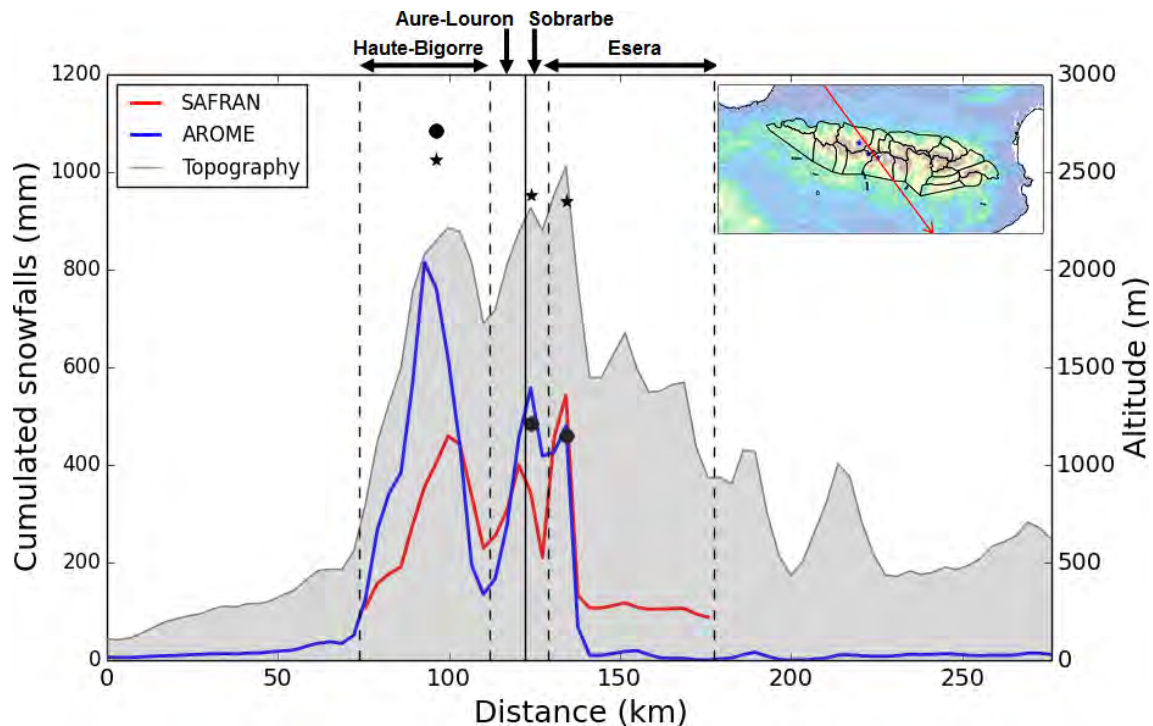


FIGURE 3.6 – Cross section of cumulated snowfall from 1 October 2011 to 22 February 2012 for AROME forecasts (blue) and SAFRAN reanalysis (red), with topography plotted on the right axis in grey. Cumulated positive ΔSWE from measurements of three stations close to the transect are represented with black dots; their actual altitude is represented with black stars. The locations of the transect (red) and stations (blue stars) are given on the upper right map.

same altitude (approximately four times less). This windward/leeward distinction within a massif is not simulated by SAFRAN, since two points at the same altitude and within the same massif get the same amount of snowfall. The difference between both forcings is marked at Esera (Spanish massif), where the orographic shield and resulting dry weather is not enough represented by SAFRAN, compared to AROME. Such differences are even more marked when filtering only cumulated snowfalls occurring by N-NW flows (not shown). AROME simulations are in good agreement with the two Spanish stations, which are located at an altitude close to the model's topography. SAFRAN snowfalls are too low at the station closest to the border, but in good agreement at the second Spanish station. Observations for France are in better agreement with AROME than with SAFRAN, but still higher than both simulations. This may be due to the difference of altitude with the models. This study emphasizes the added value of AROME dynamics, which allow to better take into account mesoscale orographic effects.

3.5.1.3 Snow cover distribution

The comparison between AROME–Crocus, SAFRAN–Crocus and MODIS snow cover distribution is extended to two entire winters : 2011/2012 (characterized by an average deficit of snow) and 2012/2013 (extremely high amount of snow). Table 3.3 summarizes two metrics (ASSD and Jaccard index) that evaluate the match of simulated and observed snow covers in different domains. AROME–Crocus scores are better than SAFRAN–Crocus scores for the whole Pyrenees (higher Jaccard index and lower ASSD for both seasons). This is also true for the Spanish, central and eastern domains, whereas scores are equivalent for France. SAFRAN–Crocus performs better in the western Pyrenees. The seasonal evolution of scores over this domain (not shown) indicates that both models have equivalent skills during the accumulation season, while SAFRAN–Crocus performs better during the melting season. This result is consistent with the results of section 3.5.1.1 : AROME–Crocus strongly overestimates snow quantities in the western Pyrenees, which results in a later presence of snow on the ground in the Springtime.

TABLE 3.3 – Seasonal means of daily Jaccard index and ASSD for simulated snow cover distribution against MODIS observations in the Pyrenees for winters 2011/2012 and 2012/2013. The best scores are given in bold.

year	domain	N	Jaccard index		ASSD (pix)	
			AROME	SAFRAN	AROME	SAFRAN
2011-2012	all	57	0.47	0.40	1.34	1.64
	France	57	0.51	0.55	0.91	0.76
	Spain	56	0.42	0.28	1.27	1.88
	West	56	0.45	0.48	1.34	1.04
	Center	57	0.51	0.39	1.08	1.64
	East	56	0.42	0.31	1.27	1.98
2012-2013	all	39	0.40	0.36	1.73	2.00
	France	39	0.44	0.44	1.52	1.61
	Spain	35	0.39	0.32	1.52	2.05
	West	37	0.43	0.45	1.36	1.12
	Center	38	0.43	0.37	1.31	1.66
	East	26	0.42	0.32	1.37	1.75

Figure 3.7 shows the evolution of daily ASSD and Jaccard index for winter 2011/2012 over the whole Pyrenees (within SAFRAN massifs). Both scores attest that AROME–Crocus improves the representation of the spatial snow cover distribution compared to SAFRAN–Crocus until late March. SAFRAN–Crocus shows a slightly better agreement than AROME–Crocus after late March, i.e. at the beginning of the melting season due to the overestimation of snow quantities by AROME–Crocus. On 22 February 2012 (date studied in the previous section, Fig. 3.5), $J = 0.61$ and $ASSD = 1.22$ pixels for AROME–

Crocus, while $J = 0.40$ and $ASSD = 2.09$ pixels for SAFRAN–Crocus, which quantifies the better agreement seen in Fig. 3.5.

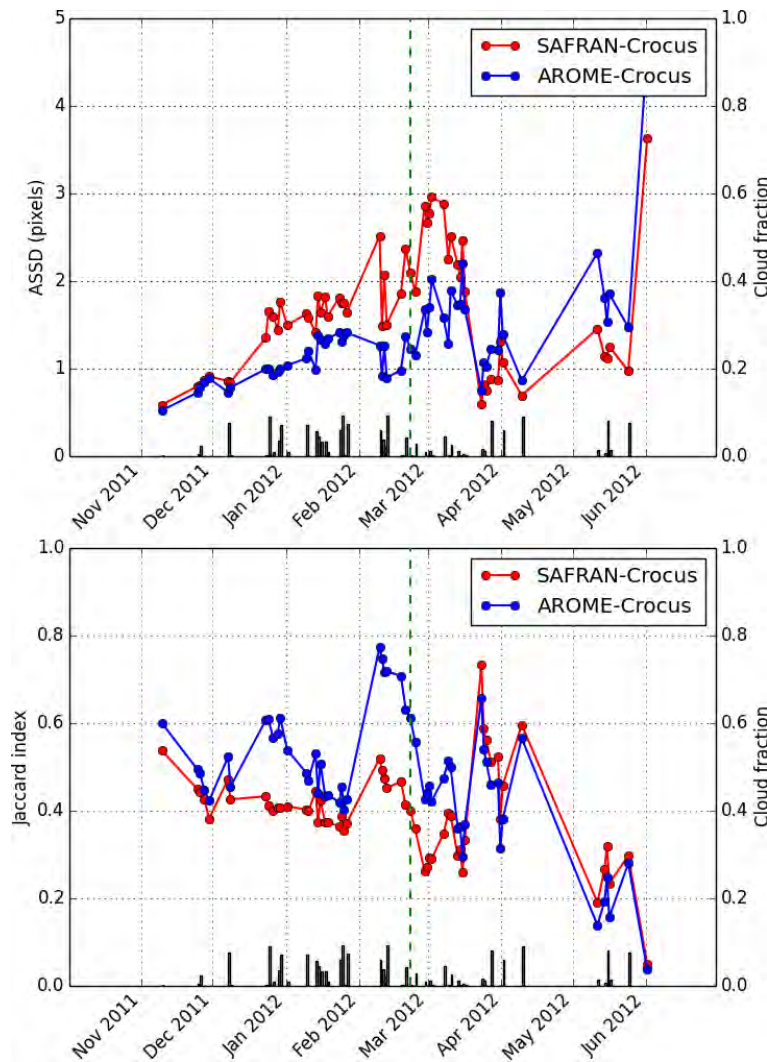


FIGURE 3.7 – Daily ASSD (top) and Jaccard index (bottom), within all massifs, AROME–Crocus vs MODIS (blue) and SAFRAN–Crocus vs MODIS (red), 2011-2012. Smaller ASSD and higher J mean better match with MODIS. The green line indicates 22 February 2012. The cloud fraction is represented by the black bars.

3.5.2 Daily SD variations

3.5.2.1 Global scores

The STDE of daily ΔSD indicates the ability of the model to forecast (or analyse) the appropriate daily evolution of snow depth. This score was computed for AROME–Crocus and SAFRAN–Crocus. It is equal to 7 cm (and bias equal to 0 cm) for both models, with low spatial variation. STDE is slightly higher during the most snowy winters (8 cm

in 2012/2013 and 2013/2014 against 6 cm in 2010/2011 and 2011/2012). This is a first complementary information to global scores that indicate that, despite an overall overestimation, AROME–Crocus gives similar results compared to SAFRAN–Crocus in terms of daily snow depth variations.

3.5.2.2 Categorical scores

A classification by category of the increase (accumulation) and decrease (ablation and settling) of SD, gives a better view on the behaviour of the models. The categorical frequency distribution of ΔSD is plotted in Fig. 3.8, according to eight accumulation categories, two decrease categories and one "no variation" category $[-0.2 \text{ cm}, 0.2 \text{ cm}]$. Small daily accumulations (between 0.2 cm and 10 cm per day) are overrepresented by both models, while the occurrence of medium and high daily accumulations (more than 10 cm per day) is underestimated by both models. However, the frequency of medium and high accumulation events predicted by AROME–Crocus is systematically closer to the observations than SAFRAN–Crocus. There is also a clear discrepancy between both models and observations for the strong decrease category, largely underestimated by both AROME–Crocus and SAFRAN–Crocus.

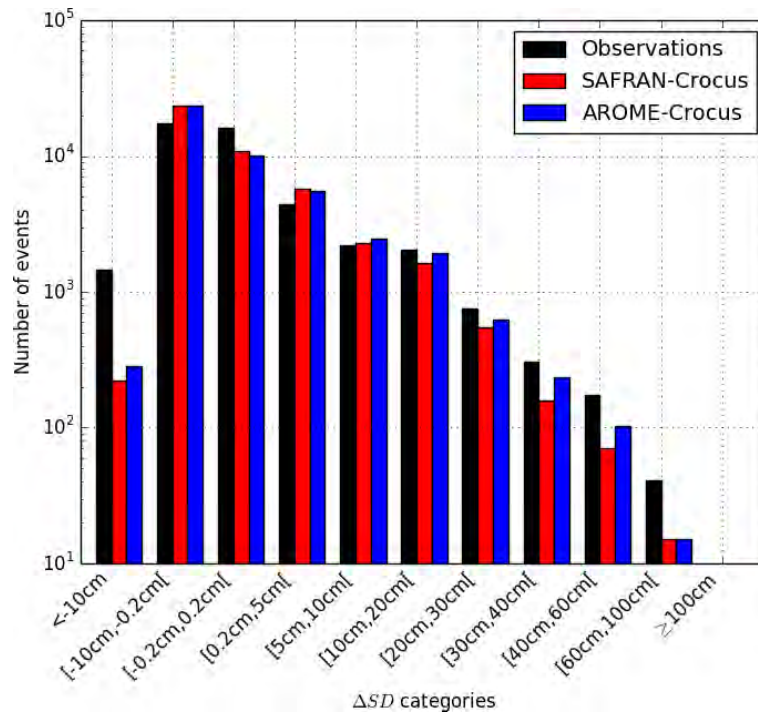


FIGURE 3.8 – Categorical frequency distribution of ΔSD for observations (black), AROME–Crocus (blue) and SAFRAN–Crocus (red), at all stations, 2010/2014.

In terms of quantities, the categorical sums of ΔSD (not shown) indicate that SAFRAN–Crocus strongly underestimates the high accumulation quantities. AROME–

Crocus is closer to observations for these categories (particularly for the [10 cm, 20 cm[category, the main contributor to the snow accumulation). It is counterbalanced by an overestimation of small accumulation quantities, since an underestimated strong accumulation event is counted in the smaller accumulation category. The sum of all accumulation categories shows an overall underestimation of snow accumulation by both models : the total sum of observed accumulations is 904 m, against 857 m for AROME–Crocus (- 5 %), and 753 m for SAFRAN–Crocus (- 17 %). The largest difference concerns the category of strong decrease, globally missed by both models. Since AROME–Crocus and SAFRAN–Crocus underestimate accumulations, the strong decrease category becomes the main contributor to the overall overestimation of snow depth : the positive bias shown in section 3.5.1.1 is not due to an excess of snowfall but to an insufficient snow depth decrease. Total decrease quantities are more pronounced for AROME–Crocus than SAFRAN–Crocus as a logical consequence of more marked accumulations. Plotting the cumulated ΔSD by altitudinal range (under 1800 m, between 1800 m and 2200 m, and above 2200 m) highlights a similar behaviour of both models, excepting for a stronger underestimation of high accumulations by SAFRAN–Crocus at the lowest altitudes (not shown).

In order to isolate the specific behaviour of AROME–Crocus in the Atlantic foothills, ΔSD categorical distribution is plotted in Fig. 3.9 for the three stations near Pic d’Anie, where the positive bias was found to be the highest in section 3.5.1.1. In contrast to its general behaviour, AROME–Crocus strongly overestimates accumulations, particularly strong accumulations. At the same time, strong decreases are also underestimated, which results in a rather high positive bias.

3.5.2.3 Study of accumulation processes and comparison to precipitations

The performance of models for daily snow accumulations is further studied thanks to the ETS, computed for threshold categories (Fig. 3.10). Scores are similar for AROME–Crocus and SAFRAN–Crocus. The ETS is almost 0.40 for the "all accumulations" category (more than 0.2 cm) and is under 0.10 for high accumulations (more than 40 cm). SAFRAN–Crocus has a better ETS for small accumulations, but the ETS of AROME–Crocus is better for all accumulations over 10 cm, except for extreme accumulations (more than 60 cm). However, the very small sample size for this category (47 observed events) makes impossible any reliable interpretation. A distinction by altitudinal range shows equivalent ETS for AROME–Crocus and SAFRAN–Crocus above 1800 m, and higher ETS for AROME–Crocus for medium and strong accumulations under 1800 m (not shown).

A complementary information on winter precipitation comes from the network of

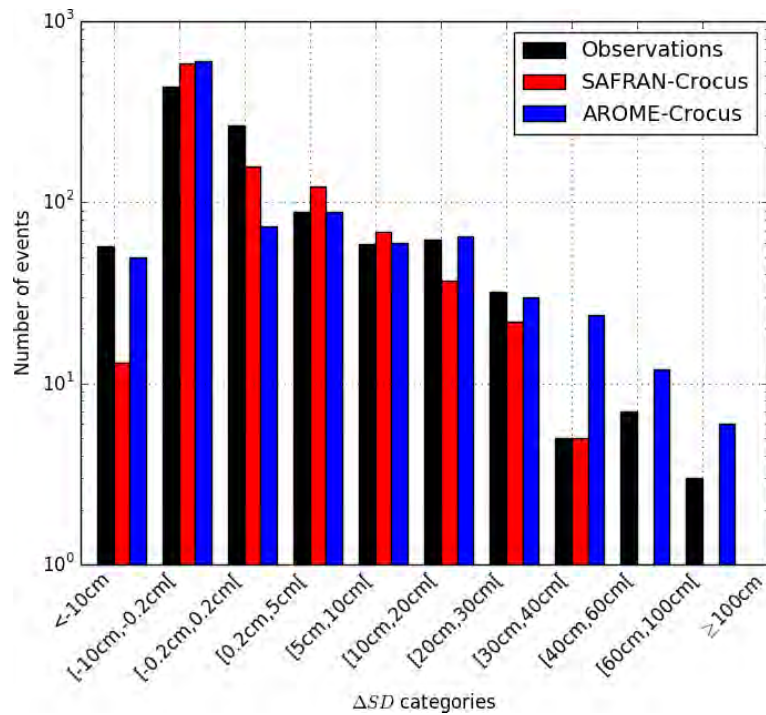


FIGURE 3.9 – Categorical frequency distribution of ΔSD for observations (black), AROME–Crocus (blue) and SAFRAN–Crocus (red), at three stations near Pic d’Anie, 2010/2014.

gauges in the French Pyrenees (red dots in Fig. 3.2). Daily accumulations of precipitation (rainfall plus snowfall, cumulated from 6UTC to 6UTC) from the forcing models are then directly compared to precipitation gauges measurements, for days with a maximum temperature of 2°C in order to reduce the proportion of rainfall amongst precipitation. Most of these observations are assimilated in SAFRAN reanalyses, while they are not taken into account in AROME forecasts. Figure 3.11 shows cumulated precipitation by category for both models and observations (right) compared to cumulated ΔSD at the same stations (left). Contrary to ΔSD , AROME overestimates precipitation measured by gauges (+ 73 %). The optimal interpolation basis of the SAFRAN analysis system should mathematically not be biased on the assimilated observations over a long period. The slightly positive bias obtained in this study (+ 17 %) may be linked to the fact that some assimilated observations are not included in our evaluation dataset and/or to differences between the climatological guess and the mean precipitation amount of the 4 years under study. The strong overestimation of AROME is particularly notable for the largest amounts. The different distribution of precipitation and ΔSD for AROME, with a higher proportion of strong precipitation than of strong snow accumulations, may be due to settling effects : the stronger the snowfall, the stronger the snowpack settles under its own mass, which shifts the distribution to the left.

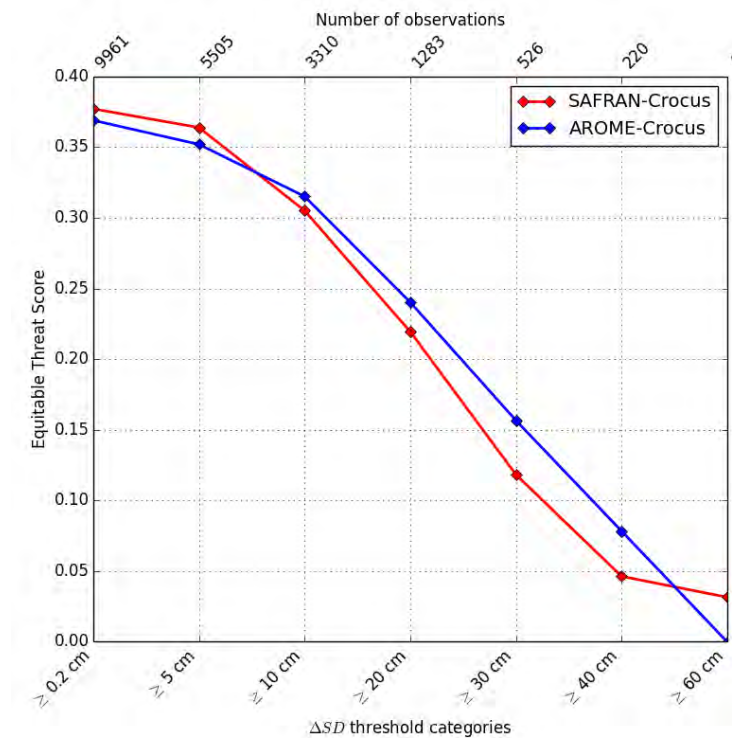


FIGURE 3.10 – ETS of ΔSD threshold categories for AROME-Crocus (blue) and SAFRAN-Crocus (red), 2010-2014.

The overestimation of precipitation by AROME compared to precipitation gauges seems to be an apparent paradox, as we highlighted an opposite behaviour in terms of snow accumulation. This theoretical discrepancy can be explained by the quality of precipitation gauge measurements. The undercatch of solid precipitations by gauges, mainly due to wind effects on falling snowflakes trajectories, is well known and very variable. This issue is investigated by the WMO Solid Precipitation InterComparison Experiment (e.g. Wolff et al., 2015). There is no undercatch correction applied to these manual measurements, which implies that real precipitation amounts can be underestimated in the observations under windy conditions. The difference between accumulation and precipitation errors also involves modelled snow density : this issue is discussed in section 3.5.3.

3.5.2.4 Study of ablation processes

A major part of model positive bias in SD is due to the underprediction of strong SD decreases. Consequently, the understanding of models biases implies a more developed study of ablation processes. Strong decreases, more than 10 cm day^{-1} , can be related to ablation processes such as melting or wind-induced erosion, which need to be studied separately. To this end, two diagnostics have been applied to identify such processes.

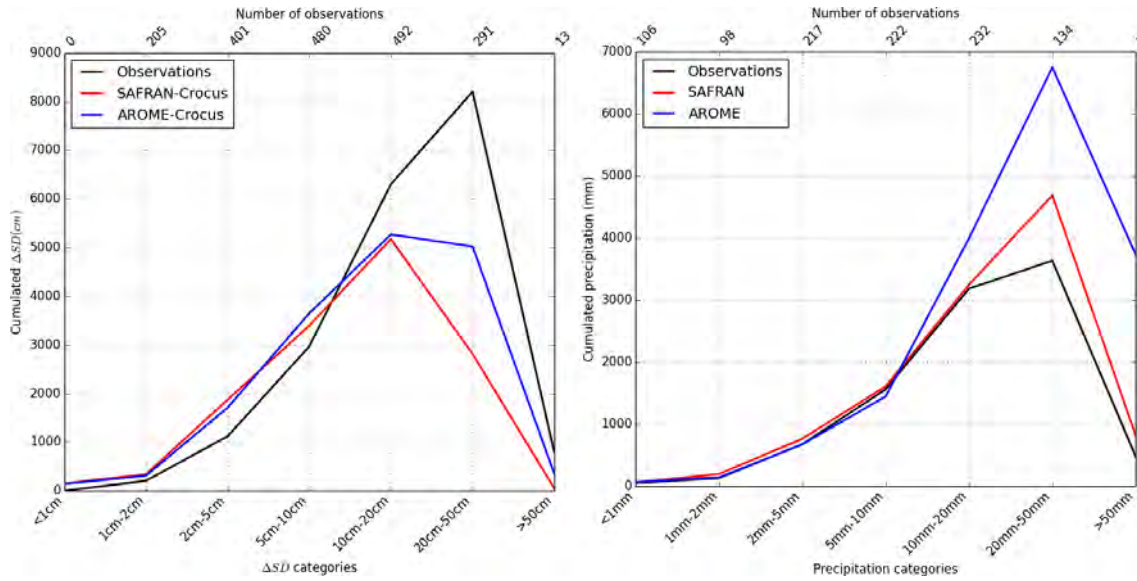


FIGURE 3.11 – Cumulated ΔSD (left) and precipitation (right), for observations (black), AROME–Crocus (blue) and SAFRAN–Crocus (red), by categories, at the 28 same stations with SD and precipitation measurements, period DJFM, 2010-2014.

Melting snow days (MSD) correspond to days when the snow upper layer temperature is equal to melting point at 12UTC, in SAFRAN–Crocus outputs (there are no snow surface temperature measurements available). Wind-blown snow days (BSD) are identified at automatic weather stations only, where 10m-wind measurements are available. BSD correspond to days when 10m-wind speed exceeds 8 m s^{-1} during more than 10 minutes but no melting is diagnosed (only dry snow can be drifted). This value is based on the estimate of wind threshold for dry snow transport by Li and Pomeroy (1997). These criteria are obviously quite rough, but a comparison with snow depth plots is quite satisfactory. As an illustration, the diagnosed days are reported in Fig. 3.12 together with the snow depth evolution measured and simulated by AROME–Crocus, at the Maupas automatic station (massif of Luchonnais, central Pyrenees, France), where blowing snow events are known to be frequent. For instance, a good example of BSD occurred on 14 December 2012 with a 60 cm snow depth drop. MSD happen generally after April 2013 and are associated with decreasing snow depth.

To quantify the impact of wind-blown snow events on the performance of models, the cumulated ΔSD for AROME–Crocus and observations are plotted in Fig. 3.13, for BSD and all days, with a finer categorization of SD decreases. This study is restricted to seven automatic stations measuring wind speed and SD (mean altitude : 2203 m.a.s.l). For observations, BSD contribute to all decreasing rates, in the strongest proportion for high decreasing rates (more than 20 cm day^{-1}). For AROME–Crocus, BSD do not contribute

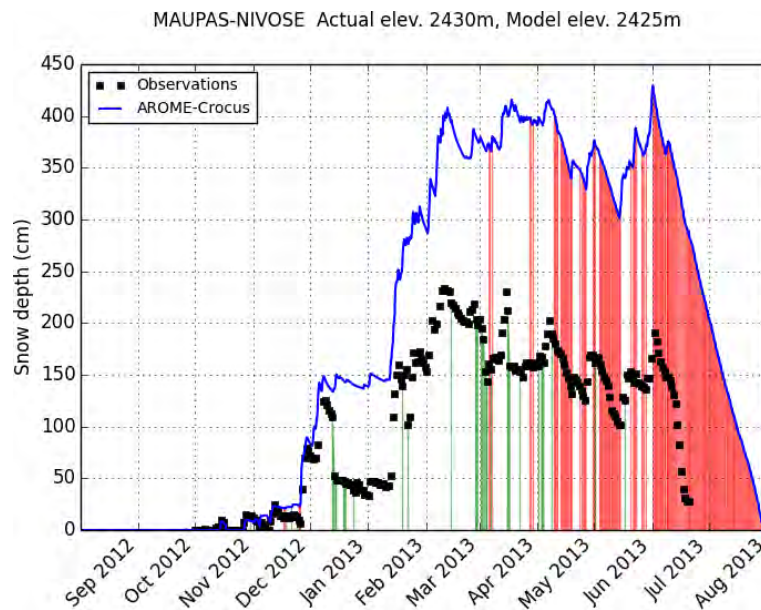


FIGURE 3.12 – Snow depth simulated by AROME–Crocus (blue line) and observed (black squares) at Maupas station, 2012/2013. Wind-blown snow days are identified in green and melting snow days in red.

to the strong ablation categories but to small ablation and accumulation categories in the same proportions. Cumulated ΔSD for high decreasing rates is equal to -1106 cm for all observations, and equal to -781 cm for BSD only (excluding MSD), while it is equal to 0 cm for AROME–Crocus in both cases. It means that wind-blown snow is the main contributor (71%) to this category, the remaining contribution coming from MSD or other processes.

Similarly, the cumulated ΔSD is plotted in Fig. 3.14 for MSD and all days, at all SD stations. Very strong melting (more than 20 cm day^{-1}) is sometimes observed, but never predicted. Strong melting (between 10 cm day^{-1} and 20 cm day^{-1}) is much under-represented by models, while melting of less than 10 cm day^{-1} is over-represented. Cumulated ΔSD for high decreasing rates (more than 20 cm day^{-1}) is equal to -7741 cm for all observations, and equal to -3215 cm for MSD only, while it is equal to -41 cm for AROME–Crocus in both cases. Melting snow represents 42% of this category, the remaining contribution coming from BSD or other processes. The behaviour of SAFRAN–Crocus is similar to AROME–Crocus for BSD and MSD (not shown). The simple diagnostics for BSD and MSD may miss some wind-blown snow or melting events.

Consequently, the underestimation of strong decreasing rates comes mainly from ablation processes : on the one hand, from wind-blown snow events which are not represented by models, as they are small scale processes ; and on the other hand, from an underestimation of strong snowpack melting (more than 10 cm day^{-1}). Other reasons for very high decreasing rates can be the strong settling after an intense snowfall or a

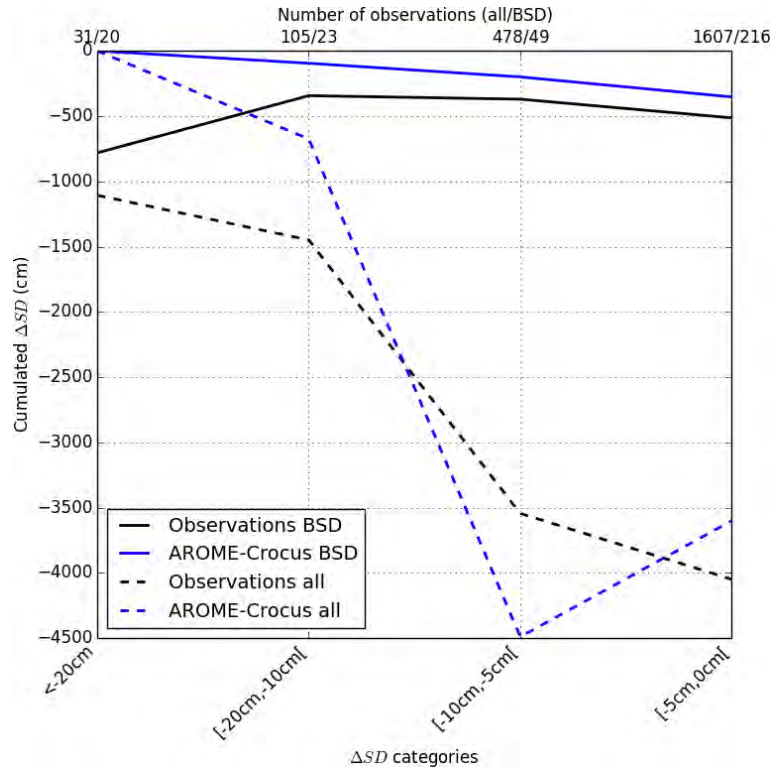


FIGURE 3.13 – Cumulated ΔSD for AROME–Crocus (blue) and observations (black) by categories at seven high altitude stations, for BSD (solid lines) and all days (dashed lines), 2010-2014.

rain-on-snow event, but it probably constitutes a limited part of this category.

3.5.3 Snow Water Equivalent and bulk snowpack density

20 Pyrenean stations also recorded SWE measurements from 2010/2011 to 2012/2013. Table 3.4 summarizes the scores (bias and STDE) for SWE (upper part of the table). These stations are mainly above 2000 m.a.s.l (Fig. 3.3) and, thus, are not representative of all SD stations of the Pyrenees. Consequently, SD scores from these stations are added at the bottom of Table 3.4 for an adequate comparison. While SD scores follow the tendency indicated previously (strong overestimation for AROME–Crocus, slighter overestimation for SAFRAN–Crocus), SWE scores show a lower overestimation by AROME–Crocus in relative values (+ 33 % for SWE, + 54 % for SD, period 2010/2013) and a slight underestimation by SAFRAN–Crocus (- 9 % for SWE, against + 10 % for SD). The STDE is equivalent between both simulations, even slightly lower for AROME–Crocus.

It is deemed necessary to investigate further the bulk snowpack density in simulations, in order to explain the discrepancy between SWE scores and SD scores. SWE and SD measurements at the 20 automatic stations are made at the same point, which enables to

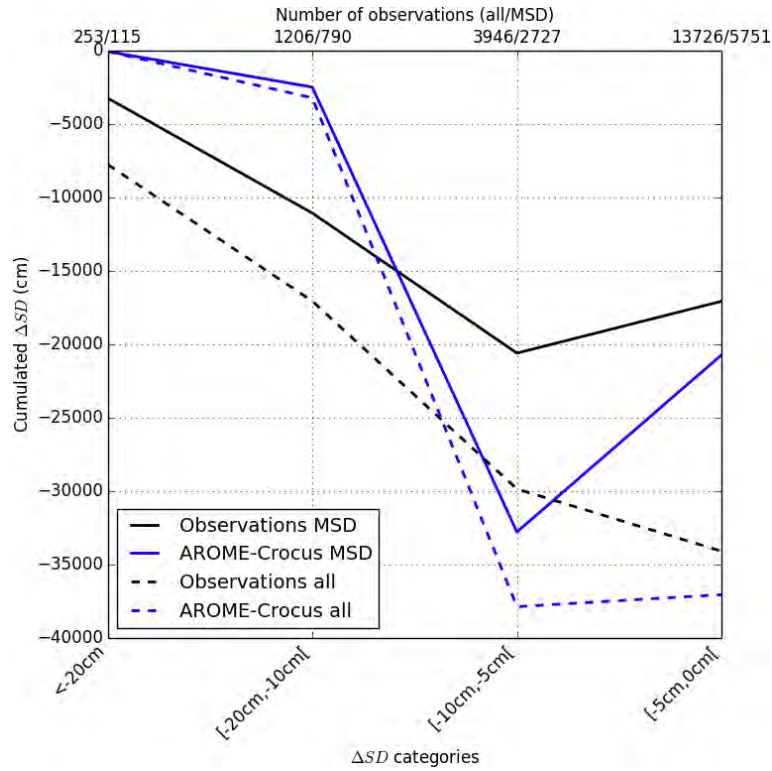


FIGURE 3.14 – Cumulated ΔSD for AROME-Crocus (blue) and observations (black) by categories at all stations, for MSD (solid lines) and all days (dashed lines), 2010-2014.

compute a bulk snowpack density : $\rho = SWE/SD$ with ρ in kg m^{-3} , SWE in kg m^{-2} and SD in m. As SWE and SD measurement areas do not exactly overlap, we only consider snowpacks deeper than 20 cm to avoid problems of local heterogeneity, e.g. due to patchy snow cover during the melting season. AROME-Crocus and SAFRAN-Crocus both have a negative bias of -50 kg m^{-3} for a mean observation of 382 kg m^{-3} . The bulk snowpack density is mainly driven by the snowpack model, even if meteorological conditions are also involved. Consequently, the bias in terms of SD is necessarily higher than the bias in terms of SWE. A good simulation of SWE will lead to an overestimation of SD because of a too low bulk snowpack density. Fig. 3.15 shows the mean and standard deviation of simulated and observed ρ , at the 20 stations, for periods of 10 days, during the 2011/2012 winter (left) and the 2012/2013 winter (right). Both winters have very different snow cover evolutions. As mentioned previously, winter 2011/2012 is characterized by a rather thin snowpack, which implies a strong variability of ρ and high bulk density during all winter. For instance, 50 cm of snow fell on bare ground at the beginning of November 2011 with no other significant occurrence during that mild month. This led to a quick settling, often associated with melting, hence a strong densification of the thin snowpack until the beginning of December (mean observed ρ of 450 kg m^{-3}). Winter 2012/2013 was very cold and wet (Vada et al., 2013), with a very

TABLE 3.4 – Scores for simulated SWE and SD against observations in 20 high-altitude automatic stations in the Pyrenees for winters 2010/2011 to 2012/2013

SWE	stations	N	mean obs. (kg m^{-2})	bias (kg m^{-2})		STDE (kg m^{-2})	
				AROME	SAFRAN	AROME	SAFRAN
2010-2013	20	14575	378	124	-35	272	277
2010-2011	20	4979	282	139	-5	208	179
2011-2012	20	4877	248	134	26	212	219
2012-2013	19	4719	614	96	-130	367	375

SD	stations	N	mean obs. (cm)	bias (cm)		STDE (cm)	
				AROME	SAFRAN	AROME	SAFRAN
2010-2013	19	13111	92	50	10	61	57
2010-2011	19	4405	74	53	12	50	41
2011-2012	17	4222	57	55	20	57	54
2012-2013	19	4484	142	41	-3	73	69

deep snowpack. A rather continuous densification of the snowpack occurred during the whole season. The negative bias of AROME–Crocus is stronger for winter 2011/2012 (-88 kg m^{-3} for a mean observation of 403 kg m^{-3} , thin and dense snowpack) than for winter 2012/2013 (-37 kg m^{-3} for a mean observation of 385 kg m^{-3} , deep and less dense snowpack). Both snowpacks reached 550 to 600 kg m^{-3} (firn density) at the very end of the Spring (end of May in 2012 and end of June in 2013).

A typical example of the seasonal evolution of the bulk snow density is represented in Fig. 3.16, at the station Les Songes (massif of Orlu, eastern Pyrenees, France), during winter 2012/2013. ρ is underestimated by AROME–Crocus during the whole season, particularly after long settling periods. Indeed, the densification slope is too low during the settling following a snowfall (increasing ρ , red arrows in Fig. 3.16). This is observable after every snowfall (decreasing ρ , green arrows in Fig. 3.16). For instance, fresh snow falls at the beginning of December 2012, with an adequate simulation of ρ until then; the process of settling and densification of the snowpack occurs during the whole month of December reaching 350 kg m^{-3} in observations, while the densification slope is much lower in simulations, reaching less than 300 kg m^{-3} .

3.6 Discussion and conclusion

A more accurate description of the snow cover variability in mountainous terrain is necessary for many applications including mountain hydrology or avalanche hazard forecasting. In this paper, we have addressed the potential of the kilometer-scale NWP model AROME used as atmospheric forcing for distributed snowpack simulations in the Pyrenees. The simulations were carried out with the snowpack model Crocus at a 2.5

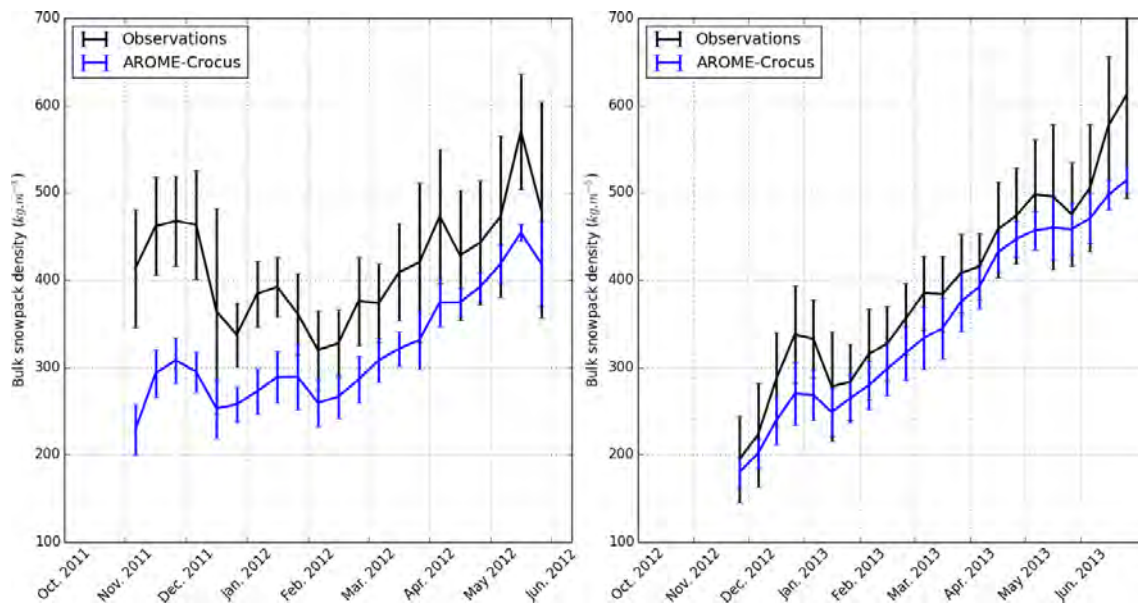


FIGURE 3.15 – Bulk snowpack density during winters 2011/2012 (left) and 2012/2013 (right), mean of AROME–Crocus simulation (blue) and observations (black), at 20 stations, for periods of 10 days. Errorbars represent standard deviation.

km grid spacing, during four contrasted winters, from August 2010 to August 2014. They were evaluated through a comparison to simulations driven by the analysis system SAFRAN and to ground-based measurements of snow depth, snow water equivalent and precipitation across the whole mountainous chain, as well as MODIS images of snow cover fraction. A global verification of Snow Depth simulation with 83 stations exhibited an overestimation in both simulations, with a higher positive bias for AROME–Crocus than SAFRAN–Crocus. In terms of SWE (20 stations), the overestimation was less marked for AROME–Crocus and turned out to be an underestimation for SAFRAN–Crocus. Compared to the evaluation performed by Vionnet et al. (2016) in the French Alps, the overestimation by AROME–Crocus is stronger in the Pyrenees (+ 55 cm against + 40 cm in the Alps), and, to a lesser extent, by SAFRAN–Crocus too (+ 22 cm against + 17 cm in the Alps). This overestimation may originate from the immediate vicinity and influence of the Atlantic Ocean and the Mediterranean Sea. However, for a longer time period, SAFRAN–Crocus does not exhibit such a bias over the French Pyrenees (Lafaysse et al., 2013), and the results may be specific to the studied seasons. The lowest biases were found in the eastern part of the Pyrenees, which are also the driest; similarly to Vionnet et al. (2016) who highlighted a lower overestimation in the southern Alps. The highest biases were found in the western Pyrenees, where precipitations from the Atlantic Ocean come first and in the greatest quantity.

AROME–Crocus exhibits a better snow spatial distribution than SAFRAN–Crocus

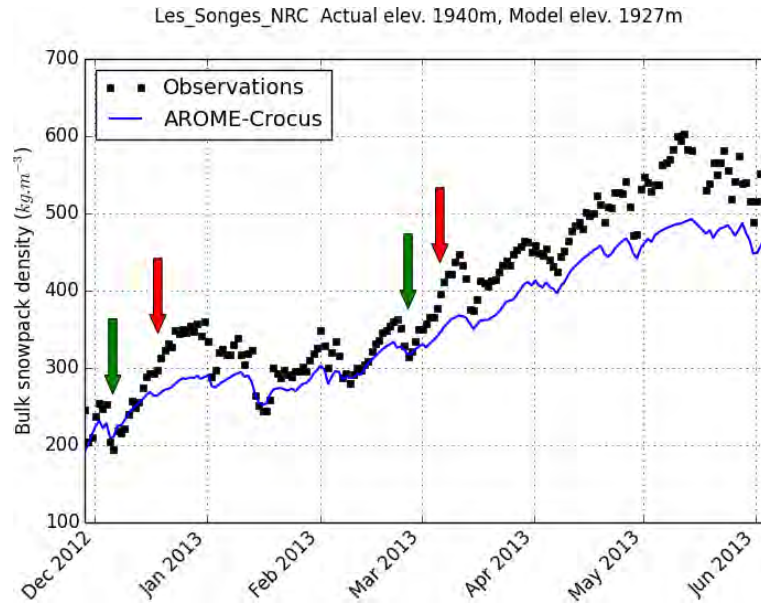


FIGURE 3.16 – Bulk snowpack density observed (black) and simulated by AROME–Crocus (blue) at station Les Songes, winter 2012/2013. Green arrows indicate two examples of snowfalls, red arrows two examples of settling period.

with respect to MODIS images of snow cover fraction. Similarity scores highlighted a better agreement of snow covered areas for AROME–Crocus, for two winters in most domains, except in the western Pyrenees where AROME snowfalls are too large. The added value of AROME–Crocus to represent the spatial variability of the snowpack within each massif was particularly emphasized on winter 2011/2012. AROME captures mesoscale orographic effects (enhanced precipitation on the upwind side of mountains, as shown in Fig. 3.6); thus enabling a more adequate distribution of the snow cover compared to SAFRAN–Crocus. Vionnet et al. (2016) showed this high variability within Alpine massifs in terms of seasonal snowfall. The dynamical behaviour of AROME, compared to SAFRAN, is of particular interest in a relatively narrow chain such as the Pyrenees, where orographic blocking and foehn effects are very frequent, creating strong climatic and snowpack heterogeneities. Nevertheless, the orographic blocking was shown to be excessive for mountains closest to the Atlantic Ocean, which is probably due either to an excessive vertical updraft of the disturbed oceanic flows on the first steep slopes, or to an excessive model reactivity to these updrafts.

The study of daily SD and SWE variations enables a more detailed understanding of the scores of models. We indeed show that the global overestimation of SD and SWE is not the consequence of overestimated snowfall (except in the Atlantic foothills). Snow accumulation, and especially strong accumulation, are underestimated by both AROME–Crocus and SAFRAN–Crocus, AROME–Crocus performing best. These results are in total agreement with the study of Schirmer and Jamieson (2015), using GEM-LAM (2.5

km resolution NWP model, equivalent to AROME, Erfani et al., 2005) and GEM15 (15 km resolution NWP model, equivalent to ARPEGE, Mailhot et al., 2006) as atmospheric forcing to SNOWPACK (detailed snowpack model, equivalent to Crocus, Bartelt and Lehning, 2002). They showed the same underestimation of strong accumulations, less marked for the high-resolution forcing. The ETS of GEM-LAM/SNOWPACK for ΔSD accumulation threshold categories is very close to the ETS shown here for AROME–Crocus.

The comparison with precipitation gauges did not confirm the underestimation of snow accumulations since precipitation seemed to be overestimated by AROME, but this paradox can be explained by the uncorrected undercatch of winter precipitation. The assimilation of this data in SAFRAN precipitation analysis tends to reduce them excessively, and subsequently greatly reduce snow accumulations in SAFRAN–Crocus. The problematic assimilation of precipitation gauge measurements in mountainous terrain is also underlined by Schirmer and Jamieson (2015) for the Canadian Precipitation Analysis system CaPA (Mahfouf et al., 2007). This study thus tends to substantiate the idea that variations of SD and SWE measured on the ground could replace precipitation gauges in precipitation analyses in mountainous terrain, as evoked by Schirmer and Jamieson (2015). Magnusson et al. (2014) also showed that point SWE data assimilation could improve distributed snow cover model simulations.

The underestimation of snow accumulation is counterbalanced by an underestimation of the intensity of ablation processes. We first showed that wind-induced erosion of the snowpack constituted the major cause of the underestimation of strong ablations at seven high altitude stations. This small-scale process cannot be captured by a kilometric simulation of the snowpack, since snow redistribution by wind occurs very likely within each grid cell. But the computation of SD and SWE scores is affected by the occurrence of wind-induced snow transport at stations. The impact of blowing snow could not be estimated at all stations. It is probably less significant at lower altitudes. Secondly, we showed that the intensity of strong melting is underestimated. This process has several sources which need to be further explored. Candidates for possible sources are the physical description of melting within the snowpack model, the incoming shortwave and longwave radiations in the atmospheric forcing affecting the snowpack surface energy balance, the formulation of turbulent fluxes. Furthermore, this result is in contradiction with the evaluation of the Crocus model forced by in-situ meteorological measurements (Brun et al., 1992; Vionnet et al., 2012), where such a bias has never been noticed. It will be essential to refine the evaluation of the snowpack model in such conditions using the *modus operandi* described in this paper. Finally, a simultaneous study of the evolution of SWE and SD gave the opportunity to evaluate the simulated bulk snowpack density.

A global underestimation was shown for AROME–Crocus, supporting the hypothesis of an insufficient settling of the snowpack after a snowfall in Crocus. This hypothesis is consistent with previous simulations at the Col de Porte station in the Alps (not shown). Consequently, all processes contributing to the decrease of the snow depth are underestimated, in a stronger proportion than for accumulations, which leads to a global overestimation of snow depths, through a smoothing of extreme variations. These opposite biases artificially imply a smaller bias for SAFRAN–Crocus than for AROME–Crocus. The underestimation of the intensity of daily variations also implies daily variations of the bias, hence a high dispersion around the mean bias, which partly explains a high STDE. This daily-scale study thus highlights the limitations of global scores (bias, RMSE, STDE) for a physical quantity like snow depth, which depends on several physical processes. Another limitation is the cumulative error during the winter season. The representativeness of stations, which are influenced by local phenomena, may also be questioned (Grünwald and Lehning, 2015), although the large sample of stations, with a large spatial and altitudinal distribution, may reduce the impact of such issues in the present study.

Several limitations also have to be tackled concerning the daily variations of SD and SWE. Data series need to be processed very carefully, since one odd value in the observations would have a double impact in terms of daily variations. Moreover, the daily increase of the snow depth not only includes fresh snowfall but also its own settling and the settling of the underlying layers during one day. This phenomenon tends to reduce the estimated snow accumulation. Following Fischer (2011), a time interval of 6 hours would be more appropriate, but the availability of measurements only made it possible for the automatic stations. ΔSWE measurements enable to put the issue of snow settling aside, since it does not affect the snowpack mass. However, SWE measurements by cosmic ray snow gauges are associated with noise due to atmospheric conditions (Gottardi et al., 2013), and thus requires a 24h-median smoothing, which subsequently limits the accuracy of ΔSWE values to $\pm 10\%$. Finally, daily variations of snowpack depth or mass are strongly impacted by wind-blown snow events, as shown in Fig. 3.13 : beyond the inherent information about such events, using measurements of snow on the ground to derive snowfall quantities would require a correction by additional information from snowdrift measurements, as suggested by Fischer (2011).

These results underline the relevance of AROME–Crocus forecasts to provide high-resolution spatial patterns of the snowpack in the Pyrenees, while Vionnet et al. (2016) got similar results in the French Alps. What remains is to use this potential in the assimilation of observations in mountainous terrain so as to implement a spatially-distributed meteorological analysis system which would substantially improve the atmospheric for-

cing as was the case at massif scale with SAFRAN (Durand et al., 1993). Indeed, most of the uncertainties of a snowpack simulation come from the atmospheric forcing (Raleigh et al., 2015). To deal with that, the use of complementary observations in complex terrain is necessary, with a particular emphasis on precipitation. For instance, Birman et al. (2017) recently developed a new precipitation analysis system, combining a priori informations from AROME with ground-based and radar observations. Satellite cloud masks could also be used to improve incoming radiations (e.g. Hinkelman et al., 2015); and new polarimetric radar products could help to determine the snow/rain limit (e.g. Augros et al., 2016). The development of higher-resolution versions of AROME or the use of downscaling methods on the meteorological forcing (Vionnet et al., 2015) would enable sub-kilometric snowpack simulations taking into account effects of slope and aspect on incoming radiations. Additionally, observations can also be assimilated directly within the snowpack model, e.g. as done by Charrois et al. (2016) for optical reflectances in the Crocus model. Finally, as all errors cannot be eliminated, the potential of using ensemble high-resolution forecasts should also be explored. The benefit in forecasting extreme hydrological events has been demonstrated (Vié et al., 2011), and Vernay et al. (2015) illustrated the advantage of using ensemble forecasting for avalanche hazard assessment.

High benefits can also be derived from AROME short-range forecasts : further studies at shorter time scales would shed light on AROME potential for snowpack evolution forecast for high impact events, like intense snowfall triggering off avalanches, rain on snow events or ice layer formation.

Acknowledgements

The authors acknowledge Electricité De France and Confederación Hidrográfica del Ebro for providing snow water equivalent and snow depth measurements from their Pyrenean automatic stations network, Servei Meteorològic de Catalunya for providing snow depth measurements from the automatic weather stations network of Catalunya, S. Gascoin (CESBIO) for providing snow depth measurements from automatic station Bassies, J. Revuelto (Instituto Pirenaico de Ecología) for providing snow depth measurements from automatic station Izas. We particularly thank E. Bazile (CNRM), F. Gottardi (EDF-DTG), S. Morin (CNRM/CEN), R. Mott (WSL-SLF) and B. Vincendon (CNRM) for help and discussions, and Jean-Antoine Maziejewski (Météo-France) for English editing. The authors are also grateful to R. Essery and the anonymous reviewer for their detailed comments on the manuscript.

3.7 Perspective : les bilans de masse glaciaires pour l'évaluation des précipitations neigeuses en haute montagne

Dans l'étude présentée jusqu'ici, nous avons utilisé deux types de mesures ponctuelles permettant d'évaluer les précipitations prévues par AROME et SAFRAN en montagne : les cumuls journaliers de précipitations mesurés par les pluviomètres et les variations journalières de hauteur de neige, cette dernière pouvant être mesurée manuellement ou par capteur automatique. Les premières concernent surtout la basse et moyenne montagne et leurs mesures sont entachées d'une sous-captation due au vent difficilement quantifiable, d'autant plus que la vitesse du vent est rarement mesurée au niveau des pluviomètres. Les secondes offrent des informations à plus haute altitude grâce aux stations nivôses, elles aussi entachées d'incertitudes liées par exemple à l'érosion éolienne. Nous présentons ci-après une troisième méthode, pouvant être utilisée pour évaluer les précipitations hivernales en très haute montagne.

Les bilans de masse des glaciers de montagne permettent en effet d'estimer l'accumulation totale de précipitations neigeuses durant une saison hivernale par mesure du SWE de la neige au-dessus de la glace au début de la période de fonte. Pendant la période d'accumulation, la fonte est négligeable à haute altitude, les termes du bilan de masse comprennent donc les précipitations, la sublimation/condensation, et l'accumulation/érosion éolienne. Dans les Pyrénées, des mesures de bilans de masse sont notamment réalisées au glacier d'Ossoue (Marti et al., 2015), sur le massif du Vignemale (3298 m, point culminant des Pyrénées françaises), et au glacier de Maladeta (Chueca et al., 2007), sur le massif d'Aneto (3404 m, point culminant des Pyrénées espagnoles). Les bilans de masse du glacier d'Ossoue ont été fournis par l'association Moraine¹ (René, 2014). Les bilans de masse du glacier de Maladeta ont été fournis par le World Glacier Monitoring Service (WGMS, 2012, 2013).

La Figure 3.17 représente le SWE d'accumulation neigeuse hivernale mesuré au 24 mai 2011 en 15 points sur le glacier de Maladeta. De façon similaire, la Fig. 3.18 représente 8 points de mesure sur le glacier d'Ossoue au 7 juin 2013. Les cumuls de chutes de neige hivernales simulés à ces mêmes dates par AROME et SAFRAN sont représentés aux neuf points de grille les plus proches. Les mesures sont toutes réalisées à des altitudes comprises entre 2800 m et 3200 m. Or cette tranche de haute altitude n'est pas représentée par la topographie d'AROME à sa résolution de 2.5 km, qui ne

1. Association Pyrénéenne de Glaciologie : <http://asso.moraine.free.fr/> (consulté le 16 septembre 2017)

dépasse pas 2700 m au glacier de Maladeta et 2600 m au glacier d'Ossoue. C'est pour cette raison que les cumuls de chutes de neige simulés sont préférés au SWE simulé pour comparaison aux mesures car le SWE inclut la fonte totale fortement dépendante de l'altitude au printemps. Ces graphiques ne permettent pas une comparaison directe du fait des différences d'altitude. Comme montré par Vionnet et al. (2016) et Quéno et al. (2016), on peut observer que les précipitations neigeuses d'AROME en haute montagne sont sensiblement supérieures à celles de SAFRAN. Aux deux glaciers, une simple extrapolation visuelle de l'évolution altitudinale des cumuls de neige simulés laisse à penser qu'aucun des deux modèles ne surestime les précipitations. Une forte sous-estimation des précipitations de SAFRAN au glacier d'Ossoue a déjà été mise en évidence par Marti (2016). Cette sous-estimation a également été notée pour des glaciers des Alpes (Gerbaux et al., 2005; Dumont et al., 2012; Réveillet et al., 2017). Cette méthode d'évaluation, ici limitée par la représentation de la topographie, pourra s'avérer particulièrement utile pour valider les précipitations d'AROME à plus haute résolution (la nouvelle grille à 1.3 km offrant déjà une représentation plus fine de la haute montagne). Il faut toutefois garder à l'esprit que les glaciers de montagne sont des zones d'accumulation préférentielle de la neige (par avalanches par exemple), certains points de mesure de l'accumulation neigeuse pouvant mener à une surestimation des précipitations équivalentes.

Winter snow accumulation, Maladeta glacier, 24/05/2011

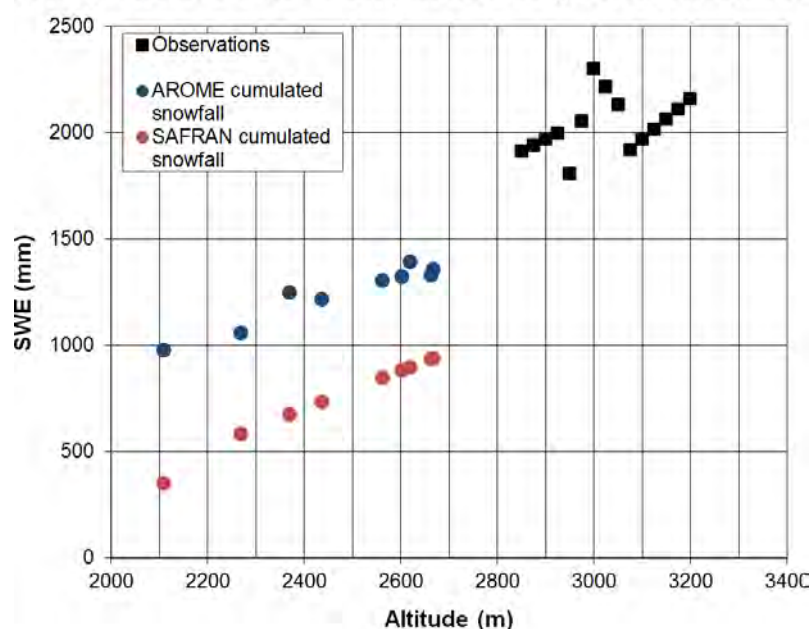


FIGURE 3.17 – Mesures de l'accumulation neigeuse hivernale au 24 mai 2011 en 15 points du glacier de Maladeta (carrés noirs), comparées aux chutes de neige cumulées du 1 octobre 2010 au 24 mai 2011 aux 9 points de grille les plus proches par AROME (ronds bleus) et SAFRAN (ronds rouges).

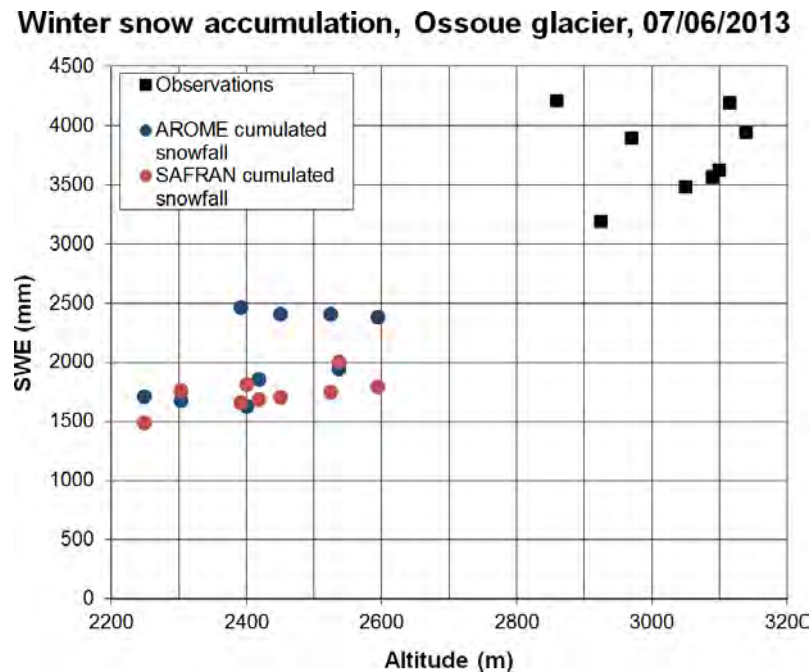


FIGURE 3.18 – Mesures de l'accumulation neigeuse hivernale au 7 juin 2013 en 8 points du glacier d'Ossoue (carrés noirs), comparées aux chutes de neige cumulées du 1 octobre 2012 au 7 juin 2013 aux 9 points de grille les plus proches par AROME (ronds bleus) et SAFRAN (ronds rouges).

3.8 Synthèse du chapitre

Dans ce chapitre, nous avons réalisé une évaluation approfondie de simulations distribuées de manteau neigeux en utilisant le modèle Crocus alimenté par les prévisions opérationnelles du modèle AROME à la résolution de 2.5 km dans les Pyrénées, de 2010 à 2014. Ces simulations ont été comparées à des simulations Crocus alimentées par les réanalyses du système SAFRAN, à des observations au sol de hauteur de neige, de SWE, de précipitations, ainsi qu'à des images satellitaires MODIS de fraction de couvert neigeux. Les principales conclusions de cette étude sont listées ci dessous.

- Nous avons d'abord mis en évidence une forte surestimation des hauteurs de neige par AROME-Crocus, plus marquée que pour SAFRAN-Crocus. Les biais et RMSE les plus élevés ont été localisés dans les contreforts ouest de la chaîne pyrénéenne, premiers reliefs rencontrés par les masses d'air d'origine océanique.
- La comparaison aux images de couverture neigeuse de MODIS a montré une meilleure représentation par AROME-Crocus que SAFRAN-Crocus de la distribution spatiale du manteau neigeux, du fait d'une prise en compte des effets orographiques sur les précipitations hivernales (blocage orographique, effet de Foehn...).
- Une étude des variations journalières de hauteur de neige et de SWE a permis

d'évaluer séparément la représentation des processus d'accumulation et d'ablation neigeuse. On a ainsi vu que les fortes accumulations neigeuses étaient sous-estimées par AROME-Crocus, la sous-estimation étant encore plus marquée pour SAFRAN-Crocus. Ce résultat va à l'encontre de résultats montrant une surestimation des précipitations simulées par AROME par rapport aux mesures aux pluviomètres. Ce paradoxe apparent peut en fait s'expliquer par la sous-captation des précipitations solides par les pluviomètres en montagne. La comparaison des modèles aux bilans de masse glaciaires offre une alternative pour l'évaluation des précipitations en haute-montagne, qui pourra être particulièrement utile pour les versions d'AROME à grille horizontale plus fine.

- Le biais positif en hauteur de neige peut en partie s'expliquer par la sous-estimation des fortes décroissances de hauteur de neige. On a identifié le transport de neige par le vent, non simulé par les modèles, comme principal contributeur à ces fortes décroissances aux stations. Le second facteur identifié est la fonte, dont les épisodes les plus intenses sont sous-estimés par les modèles. Enfin, une étude de la densité moyenne du manteau neigeux a montré que la densification des couches de neige était insuffisante dans les simulations.

En conclusion, les simulations distribuées du manteau neigeux de Crocus alimentées par les prévisions d'AROME offrent une véritable valeur ajoutée par rapport à SAFRAN-Crocus en termes de description de la variabilité spatiale du couvert neigeux, grâce au comportement dynamique d'AROME en montagne. Cependant, AROME-Crocus présente un biais positif marqué de hauteur de neige. Une analyse dédiée demeure nécessaire pour compléter ces apports en prévision. L'étude détaillée des processus d'accumulation et d'ablation neigeuse a permis de montrer que l'ensemble des processus contribuant à une réduction des hauteurs de neige étaient sous-estimés, dans une proportion plus forte que les accumulations, menant à un biais global positif des hauteurs de neige par AROME-Crocus. Ces compensations d'erreurs sont en fait moins prégnantes pour AROME-Crocus que SAFRAN-Crocus. Il reste à en identifier précisément les causes, dans le forçage atmosphérique d'AROME (flux radiatifs et turbulents notamment) et/ou dans le modèle Crocus (simulation de la fonte notamment). Enfin, cette étude de l'apport des prévisions d'AROME pour la nivologie en zones de montagnes suggère de s'intéresser à de nouveaux types d'observations météorologiques distribuées en zones de montagnes (comme les observations satellitaires des nuages ou les observations radar de précipitations), et ce à plusieurs fins : (i) évaluer les prévisions météorologiques numériques, (ii) proposer de nouveaux produits pour le forçage des modèles de manteau neigeux, (iii) valider ces produits pour une éventuelle assimilation de données dans une future analyse distribuée dédiée à la montagne. C'est ce que nous allons faire dans le chapitre suivant en nous

intéressant à l'apport potentiel de produits satellitaires de rayonnements incidents pour la modélisation du manteau neigeux en montagne.

Chapitre 4

Apport de produits satellitaires de rayonnements incidents pour la modélisation du manteau neigeux en montagne

Sommaire

4.1	Introduction [en français]	115
	Article : Satellite products of incoming solar and longwave radiations used for snowpack modelling in mountainous terrain	118
4.2	Introduction	119
4.3	Data and models	120
4.3.1	Study domain and period	120
4.3.2	Irradiance datasets	121
4.3.3	Snowpack datasets	128
4.4	Evaluation of radiation products over the Alps and the Pyrenees	129
4.4.1	Comparisons with in situ measurements	129
4.4.2	Spatial comparisons of the distributed products	135
4.5	Impact of the radiation products on snowpack simulations	139
4.6	Discussion	145
4.6.1	Quality of irradiance datasets in mountainous terrain	145
4.6.2	Sensitivity of snowpack simulations to the radiative forcing	146
4.7	Conclusion	148
4.8	Synthèse du chapitre	150

4.1 Introduction [en français]

Nous avons montré au chapitre précédent les bénéfices tirés d'une utilisation des prévisions distribuées à échelle kilométrique d'AROME pour la simulation du manteau neigeux en montagne. Les observations ponctuelles en zone de montagne (hauteur de neige, SWE, précipitations, température, humidité, vent, rayonnements) constituent des données de comparaison locales mais sont limitées pour représenter la variabilité spatiale météo-nivologique marquée par relief complexe. Pour y remédier, on peut utiliser des observations distribuées du manteau neigeux, acquises par télédétection. Ces données spatialisées peuvent surtout constituer un forçage atmosphérique alternatif pour les simulations Crocus.

Dans ce chapitre, nous allons nous concentrer sur les rayonnements incidents solaires ($SW\downarrow$) et grandes longueurs d'ondes ($LW\downarrow$), dont nous avons vu en Sect. 1.1.2.2 la forte dépendance au relief et l'impact marqué sur le bilan d'énergie du manteau neigeux. Les observations satellitaires de l'atmosphère permettent d'en calculer des estimations distribuées. Ainsi, le projet LSA SAF (Satellite Application Facility on Land Surface Analysis; Trigo et al., 2011) fournit des produits de rayonnements solaire et grandes longueurs d'ondes incidents sur une grille horizontale de 3 km couvrant l'Europe, le Nord et le Sud de l'Afrique et l'Amérique du Sud à pas semi-horaire. Ces produits sont basés sur des observations du masque nuageux et de réflectances du sommet de l'atmosphère acquises par les radiomètres SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) à bord des satellites Meteosat Seconde Génération, combinées à des prévisions numériques de température proche du sol et de contenu intégré en vapeur d'eau. Dans le cadre de cette étude, nous avons également développé un nouveau produit de $LW\downarrow$ en alimentant l'algorithme de LSA SAF par des prévisions issues d'AROME, qui offrent une plus fine résolution horizontale que les prévisions utilisées pour le produit original; l'objectif étant d'améliorer la qualité du produit DSLF en zone de montagne. Les trois produits satellitaires de rayonnement (DSSF pour le $SW\downarrow$, DSLF et DSLFnew pour le $LW\downarrow$) sont synthétisés en Fig. 4.1, avec une représentation schématique des observations (en rouge), prévisions et données climatologiques (en bleu) utilisées par les algorithmes.

Dans un premier temps, nous avons réalisé une évaluation de ces produits de rayonnement dans les domaines alpins et pyrénéens, par comparaison aux prévisions de rayonnement d'AROME et aux champs de réanalyse de SAFRAN. Leur qualité en zones de montagne a d'abord été évalué à l'aide de mesures in-situ de $SW\downarrow$ en 14 postes et de $LW\downarrow$ en 4 postes, tous situés à une altitude supérieure à 1000 m, la station de Carpentras servant de référence en plaines. La distribution spatiale des différents jeux de données, ainsi que leur dépendance à l'altitude, ont aussi été comparées à l'échelle des Alpes

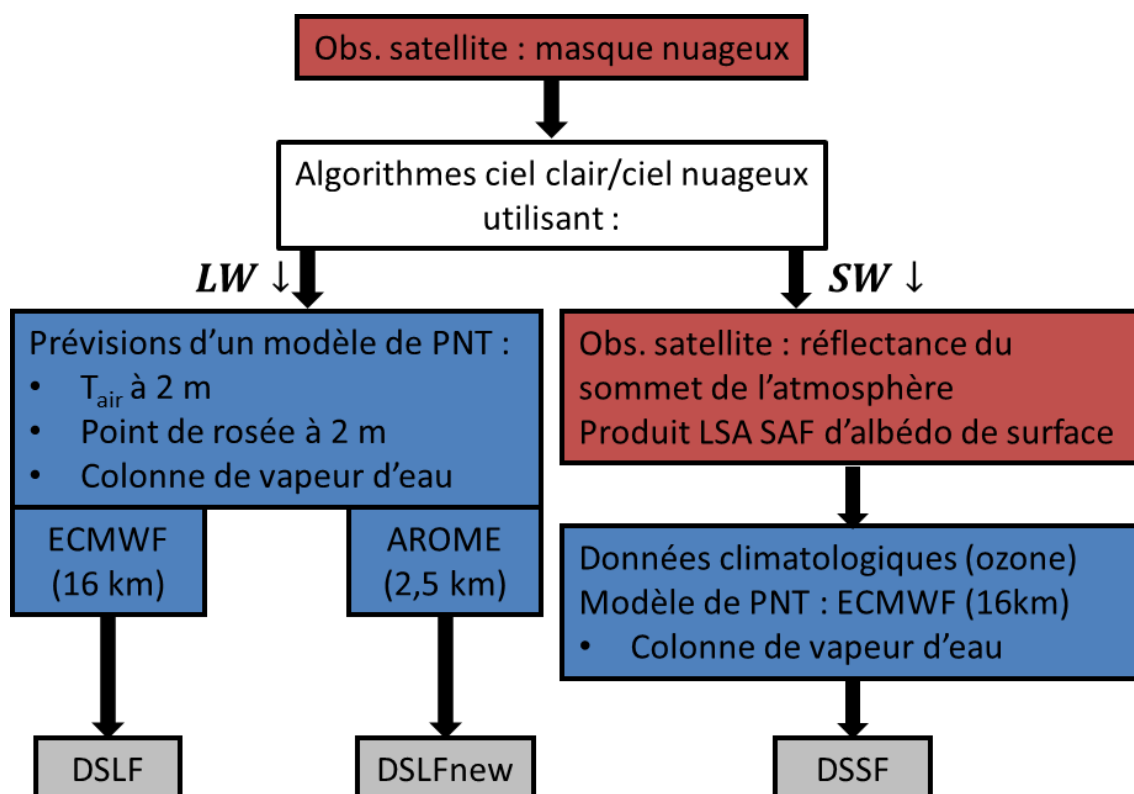


FIGURE 4.1 – Représentation schématique des observations (en rouge), prévisions et données climatologiques (en bleu) utilisées par les algorithmes calculant DSSF, DSSLF et DSSLFnew. Les valeurs entre parenthèse indiquent la résolution horizontale des systèmes de PNT.

françaises et des Pyrénées.

Dans un second temps, nous avons analysé l'impact de ces différents jeux de données de rayonnements incidents sur des simulations distribuées du manteau neigeux AROME-Crocus. De même qu'au chapitre précédent et que dans l'étude de Vionnet et al. (2016), ces simulations ont été menées sur quatre saisons hivernales successives (de 2010 à 2014), dans les Pyrénées et les Alpes françaises. Différentes simulations ont été menées avec Crocus, alimenté par les différents jeux de données de rayonnements associés aux prévisions AROME pour le reste du forçage atmosphérique. Ces expériences ont été évaluées par rapport à 172 postes de mesures de hauteur de neige. Cette évaluation ponctuelle a été complétée par une inter-comparaison spatialisée de ces expériences afin de mettre en évidence la sensibilité des simulations du manteau neigeux à ces différents forçages radiatifs et discuter de leur influence en fonction de l'altitude.

L'enjeu de cette étude est de juger du potentiel des produits satellitaires distribués de rayonnements incidents en montagne, en tant que données originales pour le forçage radiatif des simulations de manteau neigeux, mais aussi données climatologiques et

données de validation des prévisions de systèmes de PNT tels qu'AROME. L'ensemble des résultats et les analyses associées sont donnés ci-après dans la retranscription d'un article en anglais. La Section 4.8 propose une synthèse des principales conclusions du chapitre.

Article : Satellite products of incoming solar and long-wave radiations used for snowpack modelling in mountainous terrain

Cette section correspond à l'article suivant, en révision pour Hydrology and Earth System Sciences :

Quéno, L., Karbou, F., Vionnet, V., and Dombrowski-Etchevers, I.: Satellite products of incoming solar and longwave radiations used for snowpack modelling in mountainous terrain, *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, in review, doi:10.5194/hess-2017-563, 2017

Abstract

In mountainous terrain, the snowpack is strongly affected by incoming shortwave and longwave radiations. In this study, a thorough evaluation of the incoming solar and longwave radiation products (DSSF and DSLF) derived from the Meteosat Second Generation satellite was undertaken in the French Alps and the Pyrenees. The satellite products were compared with forecast fields from the meteorological model AROME and with analyses fields from the SAFRAN system. A new satellite-derived product (DSL_Fnew) was developed by combining satellite observations and AROME forecasts. An evaluation against in situ measurements showed lower errors for DSSF than AROME and SAFRAN in terms of solar irradiances. For longwave irradiances, contrasted results falling in the range of uncertainty of sensors did not enable us to select the best product. Spatial comparisons of the different datasets over the Alpine and Pyrenean domains highlighted a better representation of the spatial variability of solar fluxes by DSSF and AROME than SAFRAN. We also showed that the altitudinal gradient of longwave irradiance is too strong for DSL_Fnew and too weak for SAFRAN. These datasets were then used as radiative forcing together with AROME near-surface forecasts to drive distributed snowpack simulations by the model Crocus in the French Alps and the Pyrenees. An evaluation against in-situ snow depth measurements showed higher biases when using satellite-derived products, despite their quality. This effect is attributed to some error compensations in the atmospheric forcing and the snowpack model. However, satellite-derived radiation products are judged beneficial for snowpack modelling in mountains, when the error compensations are solved.

4.2 Introduction

Seasonal snowpacks are a key component of mountain hydrological systems. Snow accumulation and ablation processes set up the temporal evolution of the snow cover and its spatial distribution, controlling the snow melt variability and timing, which govern the run-off in high-altitude catchments (e.g. Anderton et al., 2002; DeBeer and Pomeroy, 2017). The evolution and spatial distribution of the snowpack in mountainous terrain depends on its energy budget, affected by the surface radiative budget, the sensible and latent heat fluxes and the ground heat flux (e.g. Armstrong and Brun, 2008). The meteorological conditions are the main factors controlling the snow surface energy budget, with a key contribution of the radiative components (Male and Granger, 1981). For example, Cline (1997) reported a contribution of 75% of net radiative fluxes in the energy for snowmelt over the entire season at a continental midlatitude alpine site of the Colorado Front Range (3517 m), while Marks and Dozier (1992) found a contribution between 66% and 90% at two alpine sites of the Sierra Nevada (2800 m and 3416 m). Therefore, incoming shortwave ($SW\downarrow$) and longwave ($LW\downarrow$) radiations are amongst the most significant atmospheric factors of the energy and mass budget of the snowpack, particularly during snowmelt periods. It is crucial to accurately represent them in numerical snowpack simulations, as recent works underlined the strong sensitivity of snowpack simulations to the radiative forcing (Raleigh et al., 2015; Lapo et al., 2015b; Sauter and Obleitner, 2015).

Several studies highlighted the benefits of distributed snowpack simulations at the scale of mountain ranges, particularly in areas with scarce snow cover observations. Simulations of detailed snowpack models driven by Numerical Weather Prediction (NWP) forecasts at kilometric resolution were proved to describe satisfactorily the snowpack variability within a mountain range (Quéno et al., 2016; Vionnet et al., 2016), the snow accumulation quantitative distribution (Schirmer and Jamieson, 2015), and to provide relevant high-resolution information for snowpack stability concerns (Bellaire et al., 2014; Horton et al., 2015). The radiative forcing of these simulations relies on NWP forecasts of the $SW\downarrow$ and $LW\downarrow$ radiations with no use of observations (in situ or from satellites). Vionnet et al. (2016) made a preliminary evaluation of $SW\downarrow$ and $LW\downarrow$ radiation forecasts by the NWP system AROME operating at 2.5 km resolution over France. Through comparisons to ground-based measurements at two mountainous sites in the French Alps, they showed an overestimation of $SW\downarrow$ and an underestimation of $LW\downarrow$, linked to an underestimation of the cloud cover.

Satellite-derived estimates of $SW\downarrow$ and $LW\downarrow$ irradiances are an alternative to NWP-based radiation datasets in mountainous terrain. They are mostly based on satellite

products of cloud mask, which highly controls the incoming radiations in mountains (e.g. Sicart et al., 2016), and top-of-atmosphere reflectances. These satellite-based products could have a potential added value for snowpack modelling since they are available continuously and at a relatively high resolution in mountains, where in situ observations are rather scarce. This approach has already been explored with the solar and longwave surface irradiance data from NASA's Clouds and the Earth's Radiant Energy System synoptic (CERES SYN; Rutan et al., 2015), which are satellite-derived estimates at 3 h temporal resolution and 1° grid spacing (i.e. approximately 110 km at midlatitudes). The scores of CERES SYN irradiances were found to be poorer at mountain stations than in plains (Hinkelman et al., 2015). The CERES SYN solar irradiance product was also evaluated by Lapo et al. (2017) who found large biases over complex terrain. Hinkelman et al. (2015) used CERES SYN irradiance products to drive snowmelt simulations in complex terrain and found performances in the range of empirical methods and observations. In this study, we used the SW↓ and LW↓ irradiances from the Satellite Application Facility on Land Surface Analysis (LSA SAF; Trigo et al., 2011). These products have a higher temporal frequency (30 min) and a higher spatial resolution (3 km), and thus may be more adapted than CERES SYN products to complex terrains, where the subgrid variability of incoming radiations within a 1° grid cell is the highest (Hakuba et al., 2013). In a perspective of distributed snowpack simulations at kilometric resolution, they are also consistent with the horizontal resolution of the other atmospheric variables from NWP systems. LSA SAF irradiance products were proved to be valuable in plains (e.g. Geiger et al., 2008b; Ineichen et al., 2009; Trigo et al., 2010; Carrer et al., 2012; Moreno et al., 2013; Cristóbal and Anderson, 2013), with a significant positive impact when used for soil simulations (Carrer et al., 2012) or evapotranspiration modelling (Ghilain et al., 2011; Sun et al., 2011).

The aim of the present study is to assess LSA SAF products of SW↓ and LW↓ radiations in the French Alps and the Pyrenees, and to compare them with kilometric-resolution NWP forecasts and with a meteorological analysis system dedicated to mountainous terrain. We also test and discuss the potential of LSA SAF irradiance products to drive distributed snowpack simulations in mountains.

4.3 Data and models

4.3.1 Study domain and period

The study focuses on two domains covering the French Alps (Fig. 4.2a) and the French and Spanish Pyrenees (Fig. 4.2b). The French Alps domain ranges from 43.125°N

to 46.875°N latitudes and from 4.5°E to 8.5°E longitudes. This domain also includes a part of the mid-altitude mountain range of Jura. The Pyrenees domain covers the latitudes from 41.6°N to 43.6°N and the longitudes from -2.5°E to 3.5°E. Hourly data, from 1 August 2010 to 31 July 2014, including in situ measurements, satellite irradiance products, meteorological models and snowpack simulations were used.

4.3.2 Irradiance datasets

Several irradiance datasets were used in this study : forecasts from the NWP model AROME, reanalyses from the SAFRAN analysis system, LSA SAF irradiance products derived from remotely-sensed observations and a hybrid LW↓ irradiance product based on a combination of LSA SAF algorithms with AROME forecasts. An in situ observation dataset was built up for validation in mountains.

4.3.2.1 NWP system : AROME

AROME (Application of Research to Operations at MEso-scale) is the meso-scale NWP system of Météo-France (Seity et al., 2011), operating over France since December 2008 at 2.5 km grid spacing (1.3 km since 2015; Brousseau et al., 2016). It is a spectral and non-hydrostatic model. The physics and data assimilation schemes are detailed in Seity et al. (2011). In particular, AROME uses the radiation parametrizations from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), with the SW scheme from Fouquart and Bonnel (1980) and the LW scheme from Mlawer et al. (1997).

In this study, we built a continuous atmospheric forcing dataset using hourly AROME forecasts issued from the 0 UTC analysis time, from + 6 h to + 29 h, extracted on a regular latitude/longitude grid with a 0.025° resolution over the period and domains of study (Sect. 4.3.1, Fig. 4.2), similarly to Quéno et al. (2016) and Vionnet et al. (2016). Besides incoming shortwave and longwave radiations, 2 m temperature and humidity, as well as 10 m wind speed and precipitation (amount of rainfall and snowfall) are part of the AROME forcing.

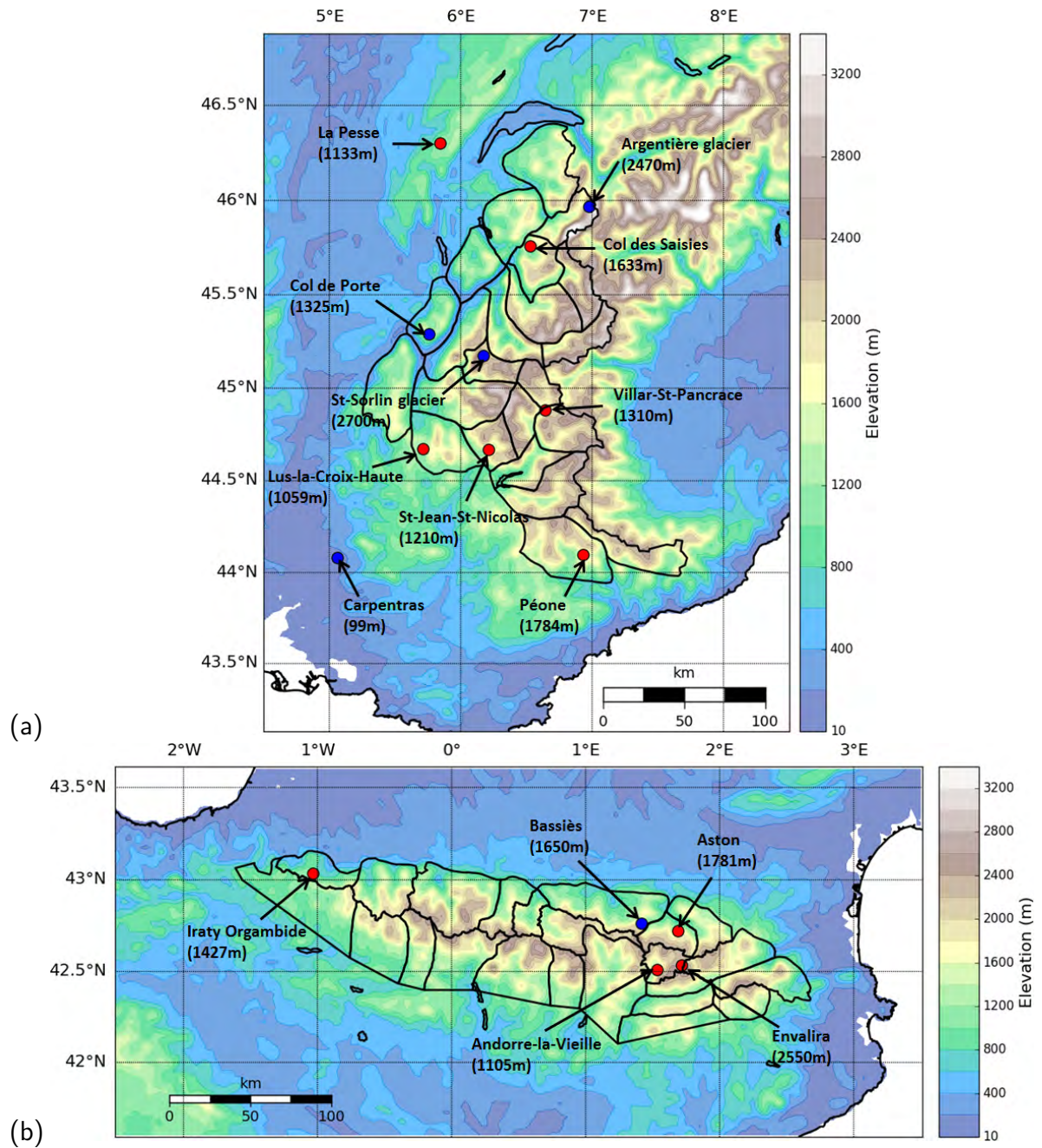


FIGURE 4.2 – Domains of study : (a) the French Alps, (b) the Pyrenees, with AROME topography at 2.5 km resolution. Red dots : SW↓ stations; blue dots : SW↓ and LW↓ stations; black lines : SAFRAN massifs.

4.3.2.2 Analysis system : SAFRAN

SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige; Analysis System Providing Atmospheric Information to Snow; Durand et al., 1993, 2009a,b) is a meteorological analysis system developed to provide hourly estimation of meteorological parameters required to drive land surface models. SAFRAN outputs are available per 300 m altitude steps within mountainous regions called "massifs". There are 23 massifs in the French Alps and 23 massifs in the French and Spanish Pyrenees (Fig. 4.2), defined for their climatological homogeneity. SAFRAN reanalyses take a preliminary guess from the global NWP model ARPEGE (from Météo-France, 15 km grid spacing projected on a 40 km grid; Courtier et al., 1991) combined by optimal interpolation with available observations from automatic weather stations, manual observations carried out in the climatological network and in ski resorts, remotely-sensed cloudiness and atmospheric upper-level soundings. In particular, the incoming shortwave and longwave radiations are computed with the radiation scheme from Ritter and Geleyn (1992), using as first guess vertical profiles of temperature and humidity from ARPEGE forecasts, atmospheric soundings, a guess of cloudiness based on the analysed vertical humidity profile and a cloud mask detected by satellite (Derrien et al., 1993).

In this study, we used SAFRAN reanalyses from 1 August 2010 to 31 July 2014. For comparisons to in situ irradiance observations, the reanalyses were interpolated at the exact elevation of the stations. For La Pesse station in Jura (Fig. 4.2a), the extension of SAFRAN to mid-altitude French massifs (Lafaysse et al., 2013) was used. For Carpentras station in plains (Fig. 4.2a), the SAFRAN-France extension (Quintana-Seguí et al., 2008) was considered. For distributed comparisons and for the atmospheric forcing of distributed snowpack simulations, the reanalyses at massif-scale in the French Alps and in the Pyrenees were interpolated over the 0.025° grid of the AROME forcing, within SAFRAN massifs, similarly to Quéno et al. (2016) and Vionnet et al. (2016), following the method described in Vionnet et al. (2012).

4.3.2.3 LSA SAF products

The LSA SAF is a project supported by the European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT) and a consortium of European National Meteorological Services, with the purpose to use remotely-sensed data to determine land surface variables (Trigo et al., 2011). In particular, it provides estimates of the Downward Surface Shortwave Flux (DSSF) and the Downward Surface Longwave Flux (DSLW), derived from the Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI) radiometer on board the Meteosat Second Generation (MSG) geostationary satellite (Schmetz et al., 2002). They are generated every 30 min, covering the MSG full disk with a 3 km re-

solution at nadir. They have been operationally disseminated since September 2005 (<http://landsaf.ipma.pt>). DSSF and DSLF are fully consistent as they are based on the same satellite observations.

- SW↓ irradiance : DSSF

The algorithm to estimate the DSSF is described in details by Geiger et al. (2008b). The MSG/SEVIRI cloud mask (Derrien and Le Gléau, 2005) identifies clear-sky and cloudy-sky situations. Two separate algorithms are then applied. In the clear-sky method, derived from Frouin et al. (1989), the effective transmittance of the atmosphere is computed using the total column water vapour content (TCWV) forecast by the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Integrated Forecasting System (IFS), the ozone amount from the Total Ozone Mapping Spectrometer climatology, a constant visibility and the surface albedo taken from the LSA SAF albedo product (Geiger et al., 2008a). In the cloudy-sky method, derived from Gautier et al. (1980) and Brisson et al. (1999), the top-of-atmosphere reflectance observed by MSG/SEVIRI is used in addition to the former set of variables. The target accuracy of the DSSF is 10% or 20 W m^{-2} for values lower than 200 W m^{-2} .

- LW↓ irradiance : DSLF

The algorithm to estimate the DSLF is described in details by Trigo et al. (2010). It consists in a modified version of the bulk parametrization of Prata (1996), initially developed for clear skies only. It relies on a formulation of the effective emissivity and temperature of the atmospheric layer above the surface, using the TCWV, 2 m temperature (T_{2m}) and 2 m dew point (Td_{2m}) forecast by the ECMWF IFS. The formulation parameters are calibrated for clear-sky and overcast conditions independently. The MSG/SEVIRI cloud mask (Derrien and Le Gléau, 2005) is thus the only observation used, to distinguish clear-sky and cloudy-sky situations. In case of partly cloudy situations, the average of both terms is taken. The target accuracy of the DSLF is 10%.

4.3.2.4 New DSLF product using AROME forecasts

The DSLF relies on the ECMWF IFS forecasts of TCWV, T_{2m} and Td_{2m} . These atmospheric variables have a strong dependence on altitude and a strong spatial variability in mountainous terrain. The 16-km horizontal resolution of the ECMWF IFS hardly represents this spatial variability in the Alps and the Pyrenees, despite a constant lapse rate applied for grid elevation correction. Consequently, we developed a new DSLF product using the same algorithm (Trigo et al., 2010) depending on the cloud mask (Derrien

and Le Gléau, 2005), but replacing ECMWF forecasts by AROME forecasts at 2.5 km resolution, which provides a finer representation of the topography. Air temperature and dew point were taken at the first operational atmospheric level. The use of AROME also implies a better agreement of the atmospheric forecast resolution (2.5 km) with the cloud mask and final product resolution (3 km).

AROME forecasts were interpolated over the LSA SAF grid through a closest-neighbour method (similar grid spacings). The possible altitude difference between AROME grid points and LSA SAF grid points was mitigated thanks to a vertical temperature gradient of -6.5 K km^{-1} , similarly to the method applied to ECMWF IFS forecasts. The algorithm was applied to the new DSLF on the LSA SAF grid over the domains of study (Fig. 4.2), from 1 August 2010 to 31 July 2014. Hereafter, this product is referred to as DSLFnew.

4.3.2.5 In situ irradiance observations

To assess the distributed irradiance datasets, ground measurements of $\text{SW}\downarrow$ and $\text{LW}\downarrow$ were extracted from Météo-France station network and additional Automatic Weather Stations (AWS). Stations with altitude higher than 1000 m were selected. Since the elevation is one of the most significant factor of surface radiation spatial variability (Oliphant et al., 2003), stations were not used for evaluation if the difference between the station elevation and the elevation of the four closest AROME and LSA SAF grid points was higher than 300 m. The resulting observation database, represented in Fig. 4.2, includes 14 mountain $\text{SW}\downarrow$ stations (8 in the French Alps, 1 in Jura and 5 in the Pyrenees), 4 mountain $\text{LW}\downarrow$ stations (3 in the French Alps and 1 in the Pyrenees). An additional station located in plains at Carpentras (Fig. 4.2) has been included in the database since it is the reference station for $\text{SW}\downarrow$ and $\text{LW}\downarrow$ measurements in France. These stations and their characteristics are listed in Table 4.1.

Radiation measurements are scarce in mountainous terrain and their quality is often lower than plain measurements, due to the difficulty to maintain these stations and the possible occurrence of frost or snow on the sensors in winter (Lapo et al., 2015a). The pyranometers from Météo-France network (Kipp&Zonen CM5, CM6B and CM11) meet the good quality standards of the World Meteorological Organization (WMO, 2014), hence an uncertainty of hourly total $\text{SW}\downarrow$ irradiance from $\pm 5\%$ to $\pm 8\%$. Due to their location in altitude implying difficulties of maintenance, it seems more realistic to retain here a maximum uncertainty of $\pm 10\%$. The station of Carpentras in plains is equipped with the pyranometer Kipp&Zonen CM21 and the pyrgeometer Kipp&Zonen CG4. This station is a reference station for radiation measurements, as it is part of the Baseline Surface Radiation Network (BSRN ; Ohmura et al., 1998) : the uncertainties are $\pm 3\%$ for

SW↓ and $\pm 5\%$ for LW↓. At Col de Porte where the pyranometer Kipp&Zonen CM14 and the pyrgeometer Kipp&Zonen CG4 undergo a regular maintenance, Morin et al. (2012) reported a total uncertainty on the order of $\pm 10\%$ (including site-dependent uncertainties). The AWS of Bassiès (Szczypta et al., 2015), Argentièrre glacier and St-Sorlin glacier (data from GLACIOCLIM program, <https://glacioclim.osug.fr>) have Kipp&Zonen CM3 pyranometers and CG3 pyrgeometers, classified as moderate quality after WMO's standards (WMO, 2014), for which the manufacturer reports a daily total accuracy of $\pm 10\%$. The uncertainties have not been estimated at these stations. They are possibly higher than 10% because of the difficulty to maintain AWS in complex environment, particularly in winter. WMO (2014) indicates uncertainties up to $\pm 20\%$ for hourly totals for this kind of instruments. The results at these stations are indicative for high altitudes but shall be considered carefully. Table 4.1 summarizes the measurement uncertainties at each station.

TABLE 4.1 – List of ground stations, associated mountain range, altitude of the observation, altitude of the associated LSA SAF and AROME grid points, measurement uncertainties, number of hourly SW \downarrow observations (N), mean observation and bias/RMSE for DSSF, AROME and SAFRAN computed when the sun is not masked, from 1 August 2010 to 31 July 2014. The best scores are given in bold. The mountain range of each station is indicated by A (Alps), J (Jura) or P (Pyrenees).

station (mountain range)	uncertainties		obs.	altitude		N	mean SW \downarrow (W m $^{-2}$)		SW \downarrow bias (W m $^{-2}$)		SW \downarrow RMSE (W m $^{-2}$)	
	SW \downarrow	LW \downarrow		LSA SAF	ARO.				DSSF	ARO.	DSSF	ARO.
Carpentras (plains)	$\pm 3\%$	$\pm 5\%$	99 m	88 m	99 m	18 239	322	-8 (-2%)	25 (8%)	-24 (-7%)	58 (18%)	96 (30%)
Lus-la-Croix-Haute (A)	$\pm 10\%$	X	1059 m	1040 m	1081 m	13 616	360	8 (2%)	78 (22%)	-6 (-2%)	116 (32%)	174 (48%)
Andorre (P)	$\pm 10\%$	X	1105 m	1073 m	1385 m	6 020	378	-8 (-2%)	79 (21%)	-42 (-11%)	117 (31%)	169 (45%)
La Pesse (J)	$\pm 10\%$	X	1133 m	1131 m	1119 m	15 576	297	-18 (-6%)	38 (13%)	3 (1%)	85 (29%)	129 (44%)
St-Jean-St-Nicolas (A)	$\pm 10\%$	X	1210 m	1197 m	1315 m	13 293	408	-13 (-3%)	36 (9%)	-61 (-15%)	99 (24%)	140 (34%)
Villar-St-Pancrace (A)	$\pm 10\%$	X	1310 m	1412 m	1521 m	12 011	445	-33 (-7%)	61 (14%)	-112 (-25%)	125 (28%)	167 (38%)
Col de Porte (A)	$\pm 10\%$	$\pm 10\%$	1325 m	1310 m	1284 m	7 499	392	18 (4%)	96 (24%)	-8 (-2%)	134 (34%)	202 (52%)
Iraty Orgambide (P)	$\pm 10\%$	X	1427 m	1354 m	1246 m	16 149	273	0 (0%)	29 (11%)	-7 (-2%)	110 (40%)	136 (50%)
Col des Saies (A)	$\pm 10\%$	X	1633 m	1595 m	1643 m	11 850	355	-28 (-8%)	15 (4%)	-47 (-13%)	107 (30%)	146 (41%)
Bassès (P)	$\pm 20\%$	$\pm 20\%$	1650 m	1785 m	1714 m	4 740	378	-17 (-4%)	-3 (-1%)	-13 (-3%)	138 (37%)	179 (47%)
Aston (P)	$\pm 10\%$	X	1781 m	1660 m	1753 m	13 859	325	16 (5%)	61 (19%)	34 (10%)	140 (43%)	176 (54%)
Péone (A)	$\pm 10\%$	X	1784 m	1754 m	1704 m	16 873	330	-13 (-4%)	19 (6%)	-21 (-6%)	100 (30%)	139 (42%)
Argentière glacier (A)	$\pm 20\%$	$\pm 20\%$	2470 m	2511 m	2694 m	11 565	394	-60 (-15%)	33 (8%)	-36 (-9%)	173 (44%)	177 (45%)
Ervalira (P)	$\pm 10\%$	X	2550 m	2577 m	2394 m	9 755	370	-10 (-3%)	85 (23%)	16 (4%)	120 (32%)	157 (42%)
St-Sorlin glacier (A)	$\pm 20\%$	$\pm 20\%$	2700 m	2611 m	2581 m	10 637	430	-43 (-10%)	24 (6%)	-44 (-10%)	146 (34%)	161 (37%)

4.3.3 Snowpack datasets

The impact of the different irradiance datasets on distributed snowpack simulations is assessed using the snowpack model Crocus with different atmospheric forcings. These simulations are compared to in situ measurements of snow depth (SD).

4.3.3.1 Snowpack model : Crocus

Snowpack simulations driven by different irradiance datasets were performed with the detailed snow cover model Crocus (Brun et al., 1992; Vionnet et al., 2012) coupled with the ISBA land surface model within the SURFEX simulation platform (Masson et al., 2013), to fully simulate the interactions between snowpack and soil. SURFEX/ISBA-Crocus (called Crocus hereafter) simulates the evolution of the snowpack physical properties along its stratigraphy, under given atmospheric forcing data (temperature and specific humidity at a given height above the surface, wind speed at a given height above the surface, $SW\downarrow$ and $LW\downarrow$ irradiance, solid and liquid precipitation).

The simulations were carried out over the French Alps and Pyrenees domains (Fig. 4.2), on the AROME regular latitude/longitude grid at 0.025° resolution (Sect. 4.3.2.1) from 1 August 2010 to 31 July 2014. The effect of aspect and slope on incoming solar radiations were not taken into account, and the interactions with the vegetation and the parametrization of fractional snow cover were not activated, because the evaluation observations are supposed to be in flat and open fields. This configuration has already been used in Vionnet et al. (2016) and Quéno et al. (2016).

Except incoming radiations, the atmospheric forcing of the snowpack simulations was built with AROME forecasts (Sect. 4.3.2.1). The radiative components of the forcings were extracted from the different irradiance datasets : a) AROME radiation forecasts (simulations named A-Cro hereafter), b) SAFRAN radiation reanalyses (simulations named AS-Cro hereafter), c) DSSF and DSLFnew (simulations named AL-Cro hereafter). In order to include DSSF and DSLFnew products in AROME forcing, the interpolation on AROME grid was made to minimize the effect of elevation difference on the incoming radiations. Among the four nearest LSA SAF grid points, the grid point with the minimum altitude difference with AROME grid point was chosen. Similarly to Hinkelman et al. (2015), $SW\downarrow$ irradiances were not modified, whereas a vertical gradient of $-29 \text{ W m}^{-2} \text{ km}^{-1}$ (Marty et al., 2002) was applied to $LW\downarrow$ irradiances to mitigate the remaining differences in altitude. The different simulations are summarized in Table 4.2.

TABLE 4.2 – Characteristics of the snowpack simulations.

Simulation names	A-Cro	AS-Cro	AL-Cro	AL _{SW} -Cro	AL _{LW} -Cro
Atmospheric forcing (except radiations)	AROME				
SW↓ forcing	AROME	SAFRAN	DSSF	DSSF	AROME
LW↓ forcing	AROME	SAFRAN	DSLFFnew	AROME	DSLFFnew

4.3.3.2 In situ snowpack observations

To assess the quality of Crocus simulations, an observational dataset of SD measurements was constituted in the French Alps and the Pyrenees, within SAFRAN massifs. Only stations with less than 150 m elevation difference to the model topography were selected. This dataset contains a total of 172 stations (89 in the French Alps and 83 in the Pyrenees) with daily manual measurements at ski resorts (at 6 UTC) and daily automatic measurements by ultra-sonic sensors at high altitude sensors, as described in details in Vionnet et al. (2016) for the French Alps and in Quéno et al. (2016) for the French and Spanish Pyrenees.

4.4 Evaluation of radiation products over the Alps and the Pyrenees

4.4.1 Comparisons with in situ measurements

SW↓ and LW↓ irradiances from LSA SAF products, AROME forecasts and SAFRAN reanalyses were evaluated using in situ measurements. The altitude of the grid points associated to each station is reported in Table 4.1. Biases and Root Mean Square Errors (RMSE) were computed in absolute and relative values (with the mean of observations as reference). To account for topographic shading, a topographic mask was computed after a 25 m resolution digital elevation model at all stations except Andorre and Envalira. The SW↓ irradiance products were only evaluated when the sun was above the horizon, or when the observed value was higher than 20 W m^{-2} at Andorre and Envalira stations. The LW↓ irradiance products were evaluated by day and night.

The SW↓ scores for all stations are listed in Table 4.1. For most stations, DSSF shows the lowest biases with an underestimation of SW↓ (until - 15% at Argentière glacier). Biases are also mostly negative for SAFRAN (until - 25% at Villar-St-Pancrace), while AROME exhibits strong positive biases at most of the stations (until + 24% at Col de Porte). DSSF exhibits the lowest RMSE at all stations except Col de Porte and

Argentière glacier. For all products, the lowest RMSE are reached at Carpentras in plains. These scores are summarized in Fig. 4.3. The distinction by domain (French Alps and Pyrenees) shows that the three products have very similar RMSE over both domains, which highlights the consistency of these scores. The distinction by range of altitude (1000 m - 1500 m, 1500 m - 2000 m, > 2000 m) shows increasing RMSE with altitude for DSSF, while RMSE are higher but more constant for AROME and SAFRAN. The increasing RMSE of DSSF is mainly due to stronger negative biases at high altitudes (-39 W m^{-2} above 2000 m against -8 W m^{-2} between 1000 m and 1500 m). SAFRAN biases are negative at all altitudes while AROME biases are positive at all altitudes. Overall, DSSF exhibits the best scores with a relative bias of - 4% and a relative RMSE of 33%. SAFRAN has a relative bias of - 7% and a relative RMSE of 40%. Finally, AROME exhibits the strongest relative bias (+ 12%) and the highest relative RMSE (43%).

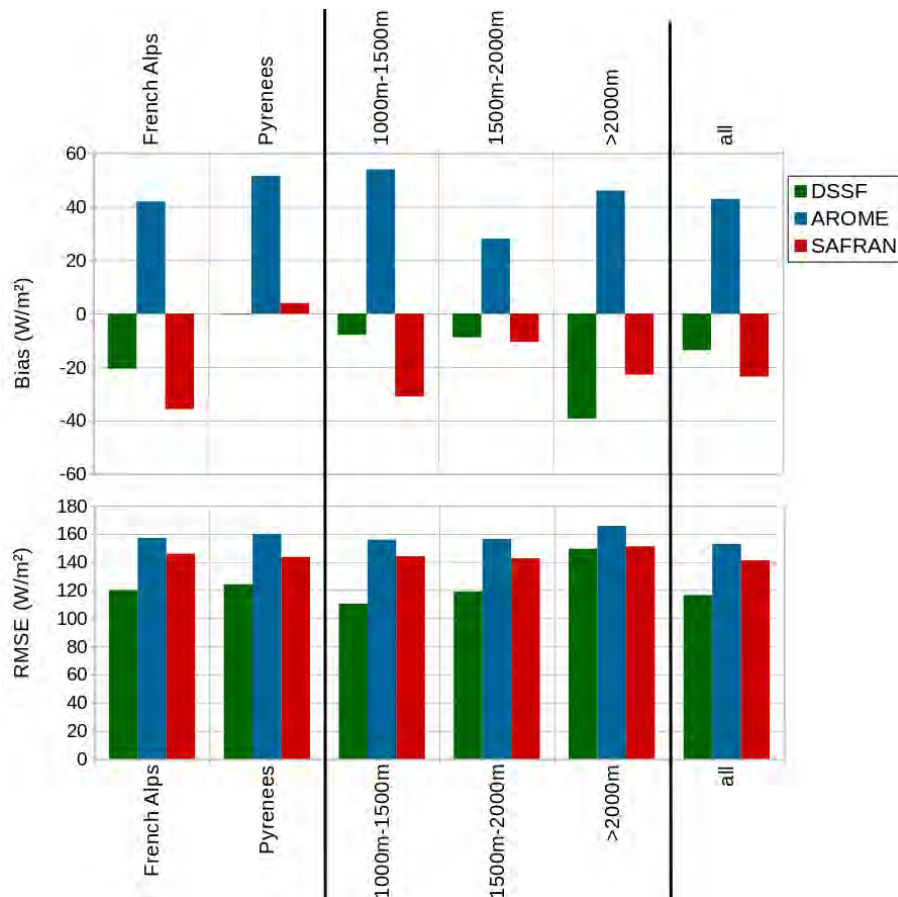


FIGURE 4.3 – Bias and RMSE of SW_{\downarrow} irradiance products (DSSF in green, AROME in blue, SAFRAN in red) compared to stations gathered by domain (left), range of altitude (center) and all stations (right).

Fig. 4.4 shows biases and RMSE of the different datasets of incoming $LW\downarrow$ (DSLFL, DSLFnew, AROME and SAFRAN) at the five $LW\downarrow$ stations and the overall scores. In this figure, stations are ordered by altitude. In mountains, DSLFL, DSLFnew and AROME have a negative bias, while SAFRAN bias tends to increase with altitude (from -7 W m^{-2} at Col de Porte to $+19 \text{ W m}^{-2}$ at St-Sorlin glacier). At low elevation (Carpentras), the best scores are in favour of DSLFnew with a bias of $+4 \text{ W m}^{-2}$ ($+1\%$) and a RMSE of 16 W m^{-2} (5%), which falls within the range of uncertainties of the sensor. At three mountain stations (Col de Porte, Bassiès and Argentières glacier), the lowest bias and RMSE are reached by SAFRAN, while AROME has the lowest RMSE at St-Sorlin glacier. Overall, AROME exhibits the strongest negative relative bias (-6%) and the highest relative RMSE (12%). DSLFL and DSLFnew have equivalent scores with a relative bias of -3% and a relative RMSE of 11% . Finally, SAFRAN has a relative bias of $+1\%$ and a relative RMSE of 11% . These global scores are close to the sensor uncertainties in mountains, which does not enable to choose the "best product". However, some trends are identified such as an underestimation of $LW\downarrow$ by DSLFL, DSLFnew and AROME. The performance of LSA SAF products and models is also clearly better in terms of $LW\downarrow$ than $SW\downarrow$, because of lower biases and RMSE.

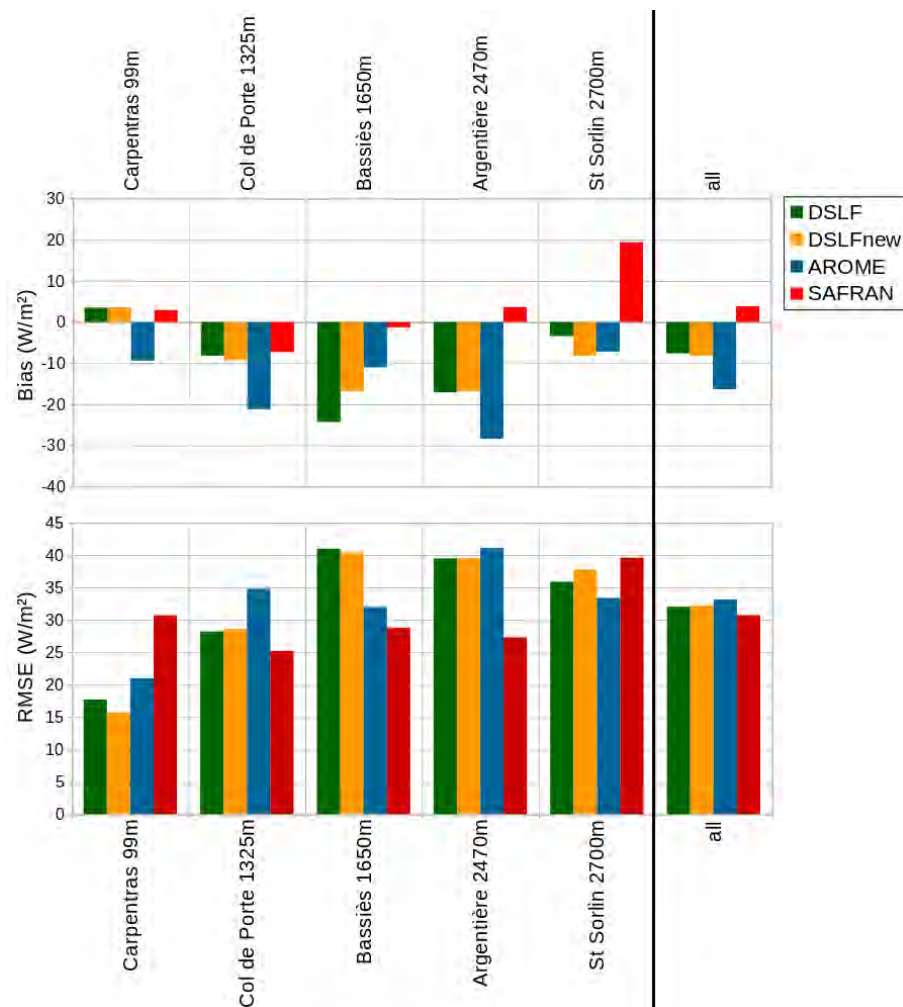


FIGURE 4.4 – Bias and RMSE of LW_{\downarrow} irradiance products (DSLFL in green, DSLFnew in orange, AROME in blue, SAFRAN in red) compared to each station (left) and all stations (right).

The yearly cycles of $SW\downarrow$ irradiances are illustrated at Carpentras for reference (Fig. 4.5a) and at Péone mountain station (Fig. 4.5b). They show higher RMSE in Spring and Summer for each dataset, lowest RMSE for DSSF and highest RMSE for AROME during the whole year, except in December and January where the three products have equivalent RMSE. This trend was found similar at all stations. No specific trend was observed for the bias. The $SW\downarrow$ daily cycles (Fig. 4.5c for Carpentras and Fig. 4.5d for Péone) show a lower RMSE for DSSF in the middle of the day. SAFRAN cycle is not marked enough (positive biases in the morning and evening, negative biases in the middle of the day). Whatever the hour, AROME overestimates $SW\downarrow$. DSSF represents well the diurnal cycle, with an underestimation in the afternoon. These trends were also highlighted at the other mountain stations. The study of the daily and yearly cycles of $LW\downarrow$ irradiances did not indicate any particular trend for scores following the month or the hour (not shown).

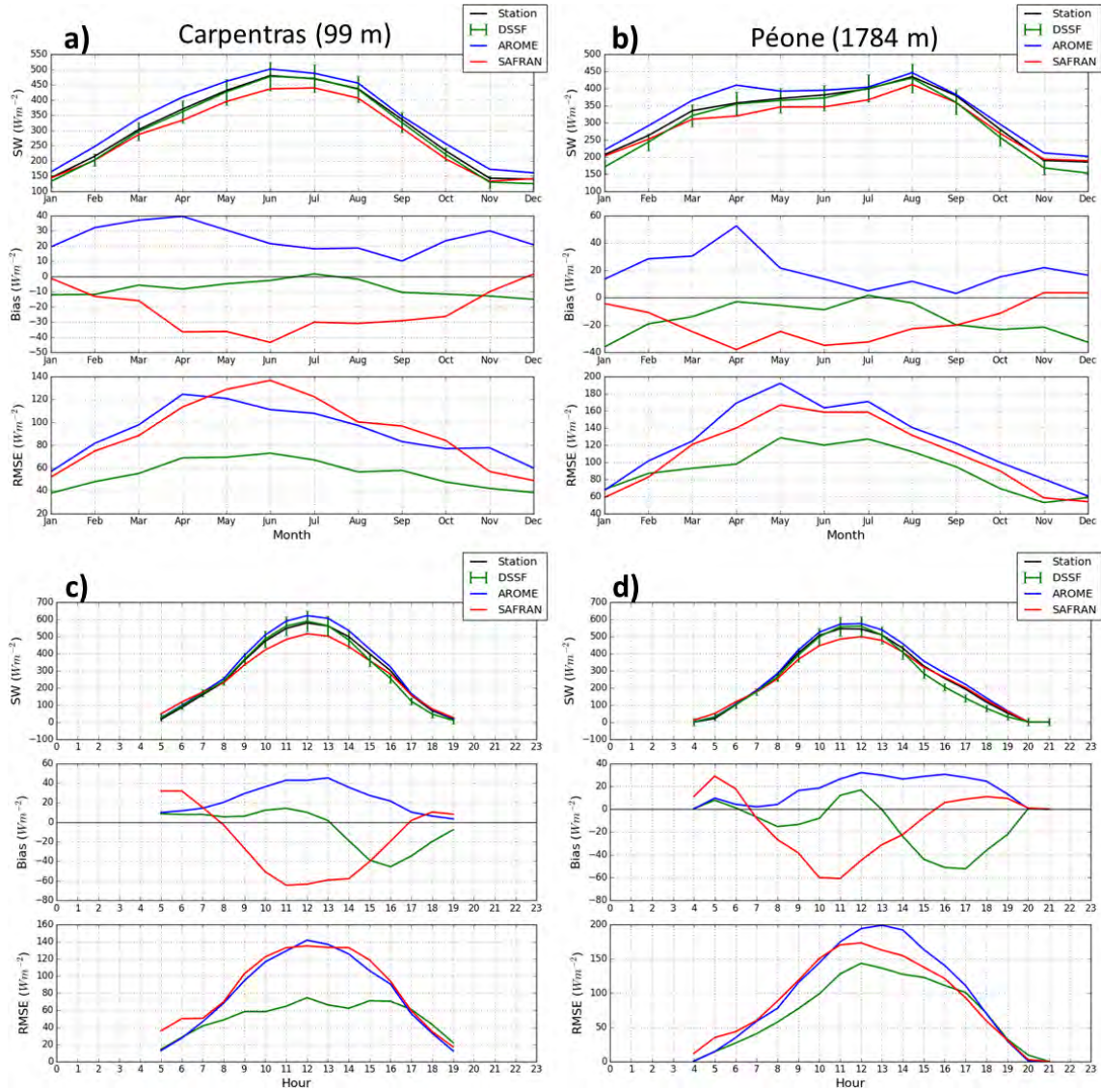


FIGURE 4.5 – Mean yearly cycles of SW_{\downarrow} irradiance products (DSSF in green, AROME in blue, SAFRAN in red) and ground measurements (in black), bias and RMSE over the 2010-2014 period at : a) Carpentras, b) Péone. Mean daily cycles of the same products, bias and RMSE over the 2010-2014 period at : c) Carpentras, d) Péone.

4.4.2 Spatial comparisons of the distributed products

Spatial comparisons of the different irradiance products were carried out over the two domains. DSSF and DSLF were taken as references. The spatial distributions of their annual mean computed using data from 1 August 2010 to 31 July 2014 and the differences with the other irradiance products are shown in Fig. 4.6 for the French Alps and in Fig. 4.7 for the Pyrenees.

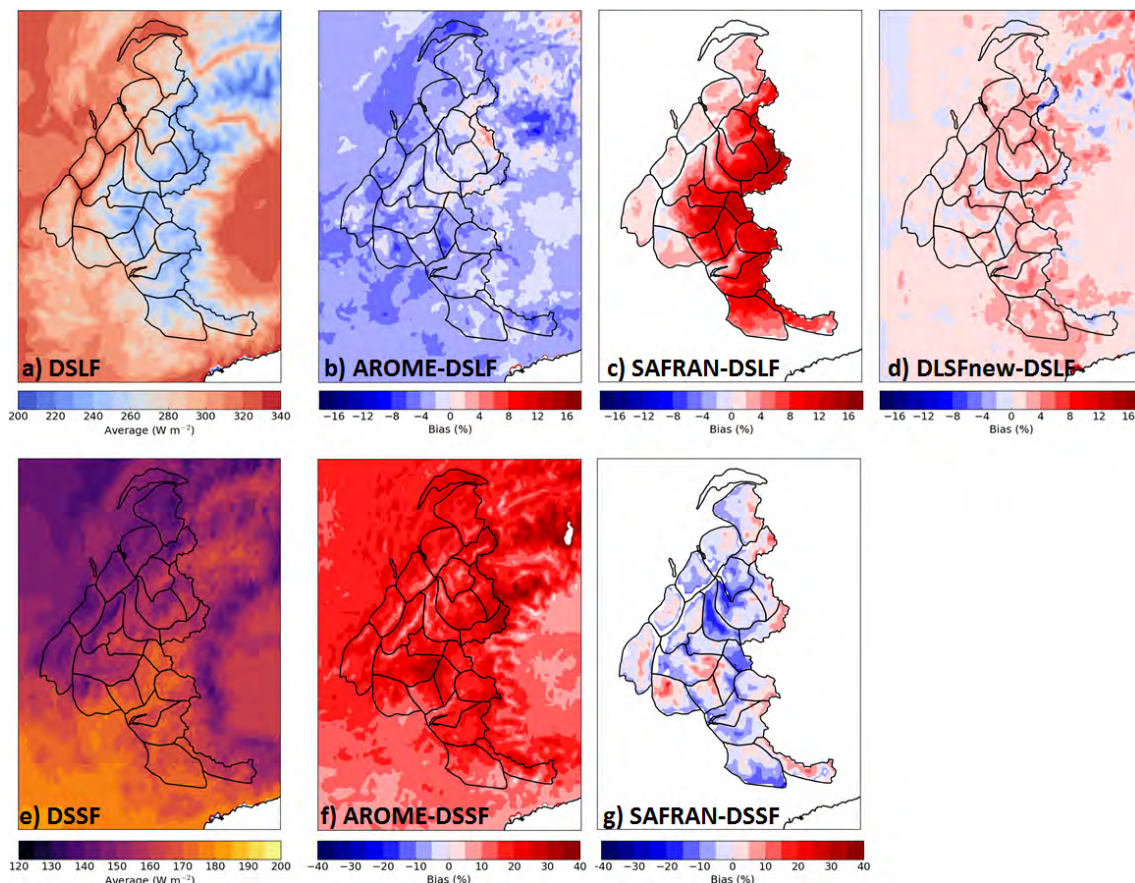


FIGURE 4.6 – a) Average of the DSLF from 1 August 2010 to 31 July 2014 in the French Alps, and relative difference with the DSLF for : b) AROME, c) SAFRAN and d) DLSFnew. e) Average of the DSSF, and relative difference with the DSSF for : f) AROME, g) SAFRAN.

The DSLF exhibits a strong correlation with the altitude, with a decreasing LW irradiance towards the highest elevations, i.e. the East of the French Alps (Fig. 4.6a) and the central range of the Pyrenees (Fig. 4.7a). AROME presents a moderate negative bias as compared to the DSLF, both in the Alps (Fig. 4.6b) and in the Pyrenees (Fig. 4.7b), while SAFRAN presents a strong positive bias, particularly in the highest areas of the Alps (Fig. 4.6c) and the Pyrenees (Fig. 4.7c). DLSFnew presents a slight positive bias over most of the domains, except over the highest peaks where the bias is slightly negative

(Fig. 4.6d and Fig. 4.7d).

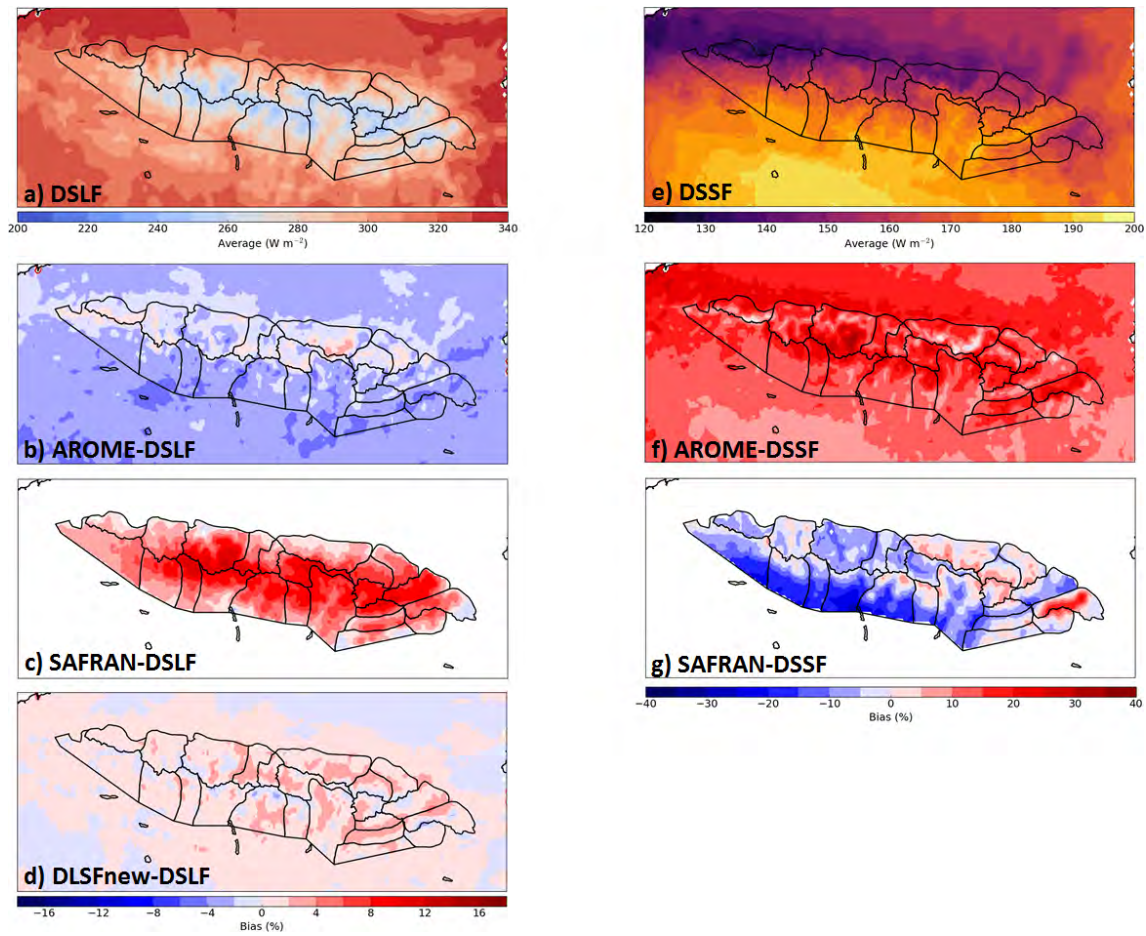


FIGURE 4.7 – a) Average of the DSLF from 1 August 2010 to 31 July 2014 in the Pyrenees, and relative difference with the DSLF for : b) AROME, c) SAFRAN and d) DLSFnew. e) Average of the DSSF, and relative difference with the DSSF for : f) AROME, g) SAFRAN.

The DSSF exhibits a lower correlation with the topography (Fig. 4.6e and Fig. 4.7e). For given sky conditions, the SW irradiance increases with the elevation as the atmospheric transmissivity increases. But the annual mean of the DSSF follows more regional patterns of cloud cover than elevation patterns. For example, in the French Alps, Fig. 4.6e shows a North-West – South-East gradient of increasing DSSF : South-Eastern massifs are often shielded by North-Western massifs in the most frequent case of West and North-West disturbed flows. A similar gradient of precipitation was shown in Durand et al. (2009b). The heterogeneity of DSSF is even more marked in the Pyrenees (Fig. 4.7e) where the West-East chain acts as an orographic barrier to the prevailing westerlies and northwesterlies coming from the Atlantic Ocean (Quéno et al., 2016). A clear discontinuity appears between the French Pyrenees, where the clouds are often blocked, and the Spanish Pyrenees, often affected by Foehn wind and resulting clear sky

conditions. The lowest DSSF are found in the Western part of the French Pyrenees, while the Eastern part is more sunny due to the abating Atlantic influence and a Mediterranean climate. AROME presents a strong positive bias (Fig. 4.6f and Fig. 4.7f), locally higher than 30% over the highest peaks, and still higher than 15% in many plain areas. SAFRAN bias is very variable from one massif to another (Fig. 4.6g and Fig. 4.7g). A strong negative bias for SAFRAN can be noticed in the South-Western massifs of the Spanish Pyrenees (Fig. 4.7g), highlighting a poor representation of the orographic blocking as already noticed in Quéno et al. (2016).

The dependence of the different irradiance products with the altitude was further explored with the study of altitudinal gradients. Figure 4.8 represents the vertical evolution of the $LW\downarrow$ and $SW\downarrow$ averaged over the SAFRAN massifs of the French Alps and the Pyrenees by steps of 100 m of elevation over the whole study period, together with the associated standard deviations.

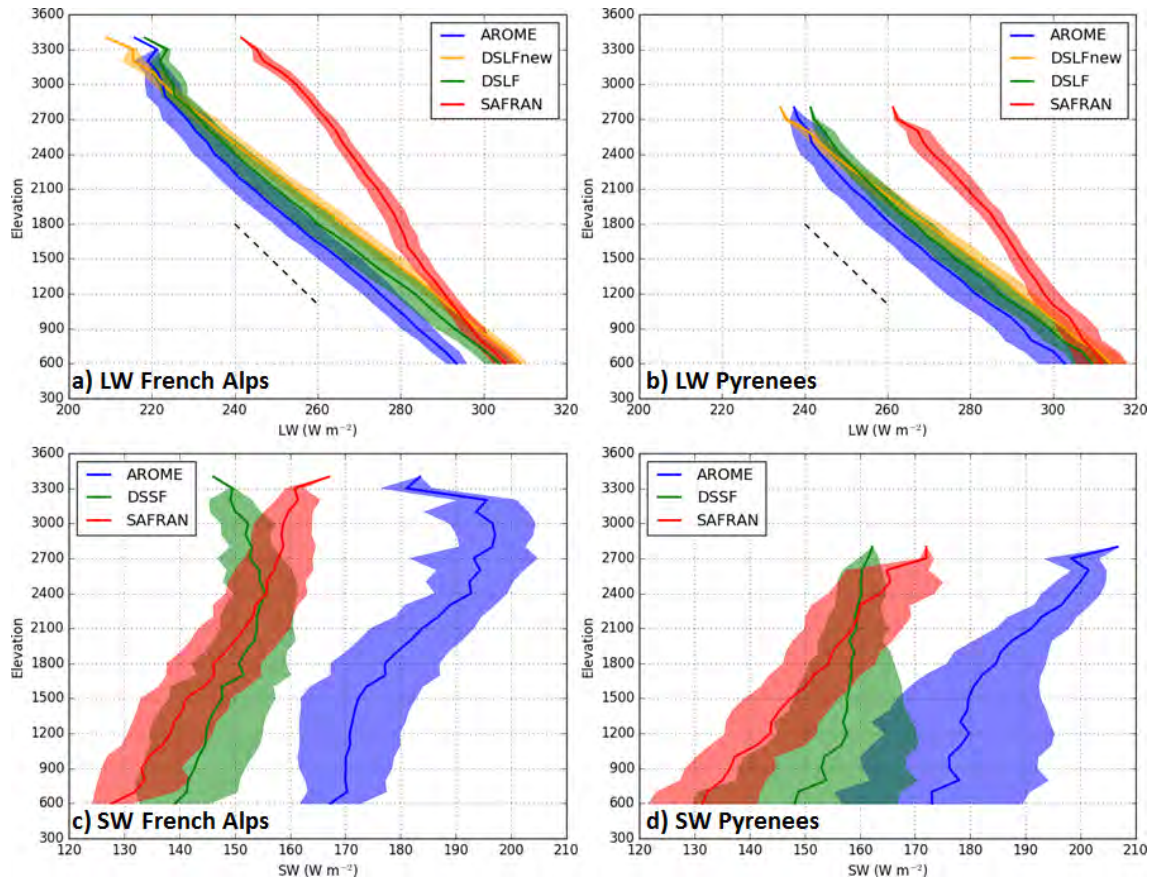


FIGURE 4.8 – Vertical evolution of $LW\downarrow$ products by steps of 100 m : a) in the French Alps, b) in the Pyrenees, and $SW\downarrow$ products c) in the Alps, d) in the Pyrenees, averaged over SAFRAN massifs from 1 August 2010 to 31 July 2014, with LSA SAF in green, AROME in blue, SAFRAN in red, DSLFnew in orange. The envelopes represent the mean \pm the standard deviation. The dashed black line represents the climatological $LW\downarrow$ vertical gradient of $-29 \text{ W m}^{-2} \text{ km}^{-1}$ from Marty et al. (2002).

The strong dependency of $LW\downarrow$ irradiance with altitude is confirmed in Fig. 4.8a for the French Alps and Fig. 4.8b for the Pyrenees. As a reference, the altitudinal gradient for annual $LW\downarrow$ means of $-29 \text{ W m}^{-2} \text{ km}^{-1}$ found by Marty et al. (2002) in the Swiss Alps is plotted in dashed line, while Table 4.3 lists the mean altitudinal gradient for each dataset in both domains. All datasets present a steady decrease of $LW\downarrow$ with altitude, and are close to each other below 1200 m approximately. For higher elevations, SAFRAN annual mean value is significantly stronger than AROME, DSLF and DSLFnew, due to a lower vertical gradient (Table 4.3). We showed in Sect 4.4.1 that AROME, DSLF and DSLFnew had a negative bias at the four mountain stations. This effect may come from a too strong vertical gradient (Table 4.3). DSLFnew is larger than AROME and DSLF at all altitudes below 2900 m in the French Alps (Fig. 4.8a) and 2200 m in the Pyrenees (Fig. 4.8b) approximately. It gets lower at the highest altitudes due to a stronger vertical gradient. The stronger vertical gradient of DSLFnew compared to DSLF is the confirmation that the use of forecasts of higher resolution for the algorithm takes more into account the topography. The excessive vertical gradient may originate from the cold bias of AROME near-surface temperatures, enhanced with the altitude (Vionnet et al., 2016), leading to a strong underestimation of the fluxes by DSLFnew at the highest altitudes.

TABLE 4.3 – Mean altitudinal gradient in $LW\downarrow$ for AROME, SAFRAN, DSLF and DSLFnew in the French Alps and the Pyrenees.

	AROME	SAFRAN	DSLF	DSLFnew
French Alps	-29	-21	-31	-36
Pyrenees	-31	-23	-32	-37

In terms of $SW\downarrow$ irradiance, Fig. 4.8c and Fig. 4.8d highlight that AROME fluxes are significantly stronger than SAFRAN and DSSF at all altitudes. SAFRAN is marked by an increase of incoming $SW\downarrow$ fluxes with altitude, while AROME and DSSF present a more variable evolution, and particularly a decrease of the fluxes at the highest altitudes in the Alps (Fig. 4.8c). This decrease may reflect the more frequent presence of clouds blocked by the highest peaks. Furthermore, these figures underline a weaker dependency of $SW\downarrow$ irradiance with altitude than $LW\downarrow$ irradiance. Indeed, the standard deviation of $LW\downarrow$ at a given altitude is small compared to the total variation of the mean $LW\downarrow$ with altitude for all products (Fig. 4.8a and Fig. 4.8b), whereas they can reach similar values for $SW\downarrow$ (Fig. 4.8c and Fig. 4.8d). This spatial variability at a given altitude is particularly marked at low- and mid-altitudes ($< 1800 \text{ m}$) in the Pyrenees for AROME and DSSF, reflecting a good representation of the strong climate heterogeneity between French and Spanish

foothills. SAFRAN, which gives homogeneous analyses per massif, does not account for the spatial variability within the massif as is the case for AROME and DSSF.

4.5 Impact of the radiation products on snowpack simulations

Snowpack simulations were performed over four winters from 2010 to 2014 to assess the impact of the different irradiance datasets as radiative forcing. Table 4.4 summarizes the bias and RMSE for the three simulations (A-Cro, AL-Cro and AS-Cro) compared at 172 stations of the French Alps and the Pyrenees over the period. The scores are aggregated by domain and elevation range. As shown by Vionnet et al. (2016) and Quéno et al. (2016), A-Cro overestimates the snow depth (+ 38 cm in the French Alps and + 55 cm in the Pyrenees), with marked RMSE (62 cm in the French Alps and 89 cm in the Pyrenees). The use of DSSF and DSLFnew as radiative forcing (AL-Cro) increases the bias by + 5 cm in the French Alps and + 15 cm in the Pyrenees, while the RMSE is increased by + 10 cm in the French Alps and + 17 cm in the Pyrenees. On the contrary, the use of SAFRAN radiative forcing (AS-Cro) gives a lower bias (29 cm in the French Alps and 51 cm in the Pyrenees) and RMSE (59 cm in the French Alps and 88 cm in the Pyrenees). The highest biases and RMSE are reached at high altitude (≥ 2200 m) by AL-Cro, because of the marked underestimation of DSSF and DSLFnew at these elevations. The use of SAFRAN irradiances (AS-Cro) tends to reduce the biases of A-Cro, particularly at the lowest elevations where the higher $LW\downarrow$ increases the melting during the whole season. Above 1800 m, the RMSE is not reduced by the use of SAFRAN irradiances (except above 2200 m in the Alps), because the higher $LW\downarrow$ enhances the melting in winter and the lower $SW\downarrow$ reduces the melting in spring, which increases the dispersion around the annual bias.

TABLE 4.4 – Bias and root mean square error (RMSE) of snow depth at 172 stations of the French Alps and the Pyrenees over the period 2010-2014 for simulations A-Cro, AL-Cro and AS-Cro. The best scores are given in bold.

Domain and elevation range	Bias (cm)			RMSE (cm)		
	A-Cro	AL-Cro	AS-Cro	A-Cro	AL-Cro	AS-Cro
French Alps	38	43	29	62	72	59
< 1800 m	31	29	24	52	53	49
[1800 m, 2200 m[26	26	12	58	66	59
≥ 2200 m	61	80	53	79	99	72
Pyrenees	55	70	51	89	106	88
< 1800 m	66	72	59	97	105	91
[1800 m, 2200 m[46	63	43	85	105	86
≥ 2200 m	57	78	56	87	109	89

Figure 4.9 provides an example of snow depth evolution at Albeille station in the French Pyrenees (2195 m, located in Fig. 4.10) during one year (2010/2011), as observed and simulated in the three configurations. The behaviour of the models at this station is typical of most of the stations. The three simulations overestimate the snow depth. AL-Cro presents the strongest positive bias during the whole season, because of lower values of LW_{\downarrow} and SW_{\downarrow} . On the contrary, AS-Cro exhibits a lower overestimation than the other simulations during all the accumulation period (until mid-March approximately). It can be explained by the values of SAFRAN LW_{\downarrow} irradiance, which are higher than the other datasets. In winter, SW_{\downarrow} radiations are low and the snow albedo is high : their contribution to the surface energy budget is much lower than in spring. Thus, LW_{\downarrow} radiations have a higher relative contribution during the accumulation period. However, during the melting period (from mid-March to mid-May here), the contribution of SW_{\downarrow} radiations is the highest, due to higher extra-terrestrial solar fluxes, longer days and lower snow albedo : because of their higher SW_{\downarrow} , A-Cro simulations melt faster than AS-Cro, which reduces their bias.

These trends can also be observed when looking at maps of spatially distributed snowpack simulations. Figure 4.10 represents the SWE (snow water equivalent) simulated by A-Cro taken as a reference on 1 February 2013 during the accumulation period and on 1 May 2013 during the melting period, and the differences between AL-Cro, AS-Cro and this reference at the same dates. The differences with AL-Cro are generally between - 50 mm and + 50 mm on 1 February 2013. AS-Cro exhibits lower SWE values at this date, due to its higher LW_{\downarrow} irradiance. However, on 1 May 2013, both simulations exhibit higher SWE values than A-Cro almost everywhere, with differences mostly higher than 200 mm, locally reaching 400 mm, due to lower SW_{\downarrow} irradiances.

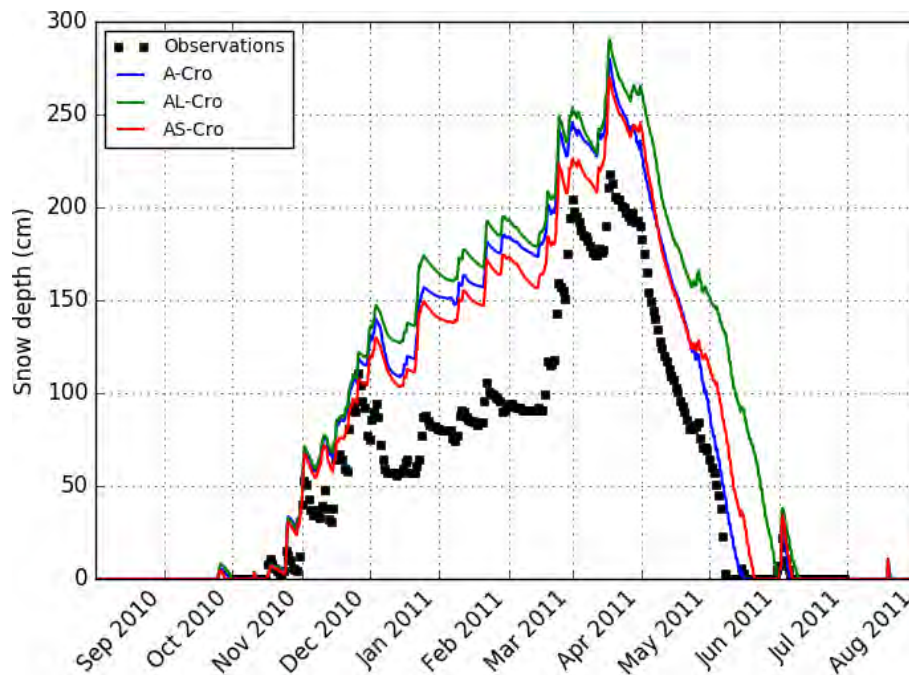


FIGURE 4.9 – Snow depth evolution at Albeille station (2195 m, French Pyrenees) during winter 2010/2011 : observations in black, A-Cro simulation in blue, AL-Cro in green, AS-Cro in red.

The impact of the radiative forcing on SWE simulations was further studied at two grid points in the French Pyrenees : one at low altitude (point A, 1359 m) and one at high altitude (point B, 2459 m), both located in Fig. 4.10. Figure 4.11 represents the simulated SWE and cumulated melting at point A during the winter season 2010/2011, together with the difference in irradiance with AROME as reference. The same evolutions at point B are represented in Fig. 4.12. The relative impact of DSSF and DSLFnew is represented in dashed lines (simulations AL_{SW} -Cro and AL_{LW} -Cro, Table 4.2). At point A, melting occurs during the winter. Consequently, AS-Cro and AL_{LW} -Cro simulations lead to lower values of SWE than A-Cro, since they both exhibit higher $LW\downarrow$ than AROME ($+ 8 \text{ W m}^{-2}$ for DSLFnew and $+ 9 \text{ W m}^{-2}$ for SAFRAN). Thus, on 15 February 2011, the cumulated melting is more than doubled for AL-Cro (104 mm, and 154 mm for AL_{LW} -Cro) compared to A-Cro (42 mm). The lower $SW\downarrow$ of DSSF compared to AROME ($- 15 \text{ W m}^{-2}$) implies very limited SWE differences with A-Cro in the heart of the winter (same cumulated melting for A-Cro and AL_{SW} -Cro on 15 February 2011). Similarly, the lower $SW\downarrow$ of SAFRAN ($- 3 \text{ W m}^{-2}$) cannot compensate the higher $LW\downarrow$ during the winter. The simulation using both DSSF and DSLFnew radiations (AL-Cro) is intermediate between both curves (AL_{LW} -Cro and AL_{SW} -Cro). At high altitude (Fig. 4.12), the melting period starts at the beginning of April. Thus, there are no differences between all simulations until then, despite strong differences in the radiative forcing. Snow melts slightly more

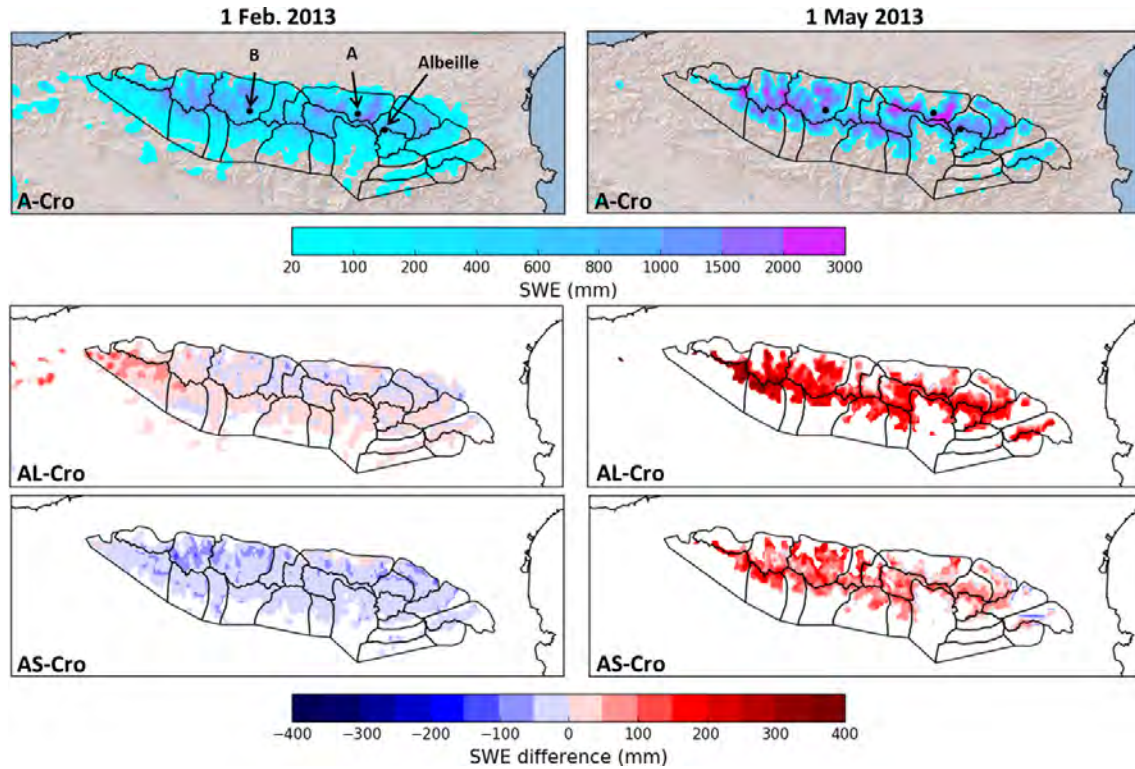


FIGURE 4.10 – Snow Water Equivalent simulated by A-Cro (top) on 1 February 2013 (left) and 1 May 2013 (right) over the Pyrenees. Differences between the SWE simulated by AL-Cro (middle) and AS-Cro (bottom) with A-Cro at the same dates. Points A and B and Albeille station are located.

slowly with SAFRAN radiative forcing, the lower $SW\downarrow$ being counterbalanced by the higher $LW\downarrow$. A marked difference in the melt timing can be noted for AL-Cro : the lower $SW\downarrow$ is not counterbalanced by the slightly higher $LW\downarrow$. The peak SWE is shifted by almost one month compared to A-Cro. Therefore, it leads to marked differences in terms of cumulated melting : on 1 June 2011, the cumulated melting for A-Cro reaches 1149 mm, i.e. almost the double of AL-Cro (613 mm, and 433 mm for AL_{SW} -Cro). The simulation mixing DSSF and DSLFnew radiations (AL-Cro) is very close to the DSSF-only simulation (AL_{SW} -Cro). Overall, the effect of DSSF prevails at high altitude leading to a later end of the snow cover, while the effect of DSLFnew prevails at low altitude leading to an earlier end of the snow cover.

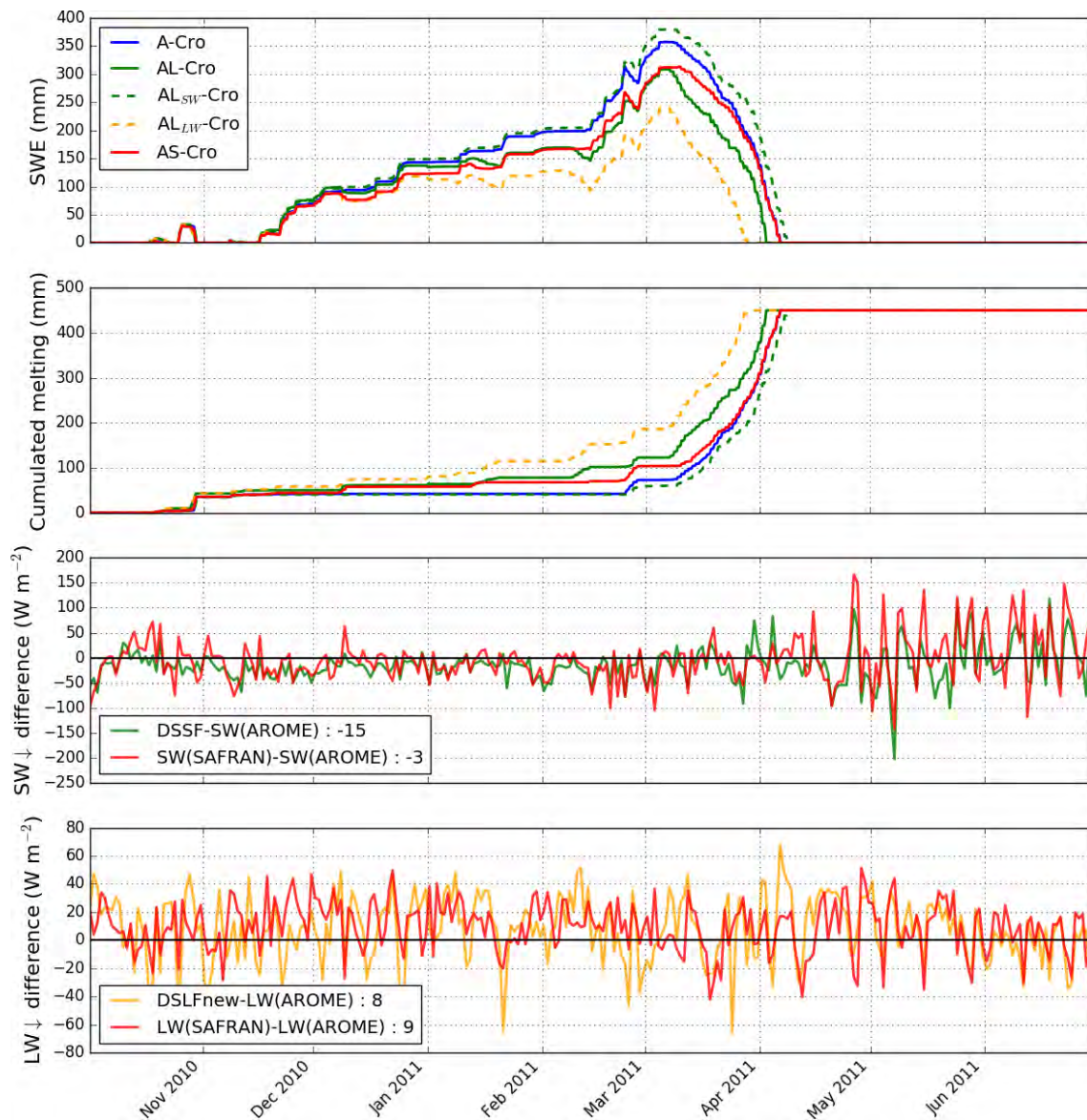


FIGURE 4.11 – Top : Snow Water Equivalent simulated by A-Cro (blue), AL-Cro (green), AL_{SW}-Cro (dashed green), AL_{LW}-Cro (dashed orange), AS-Cro (red) from 1 October 2010 to 30 June 2011 at point A in the Pyrenees (1359 m, Fig. 4.10). Middle : Cumulated melting represented with the same colours. Bottom : Mean daily irradiance differences with AROME for DSSF (green), DSLFnew (orange) and SAFRAN irradiances (red).

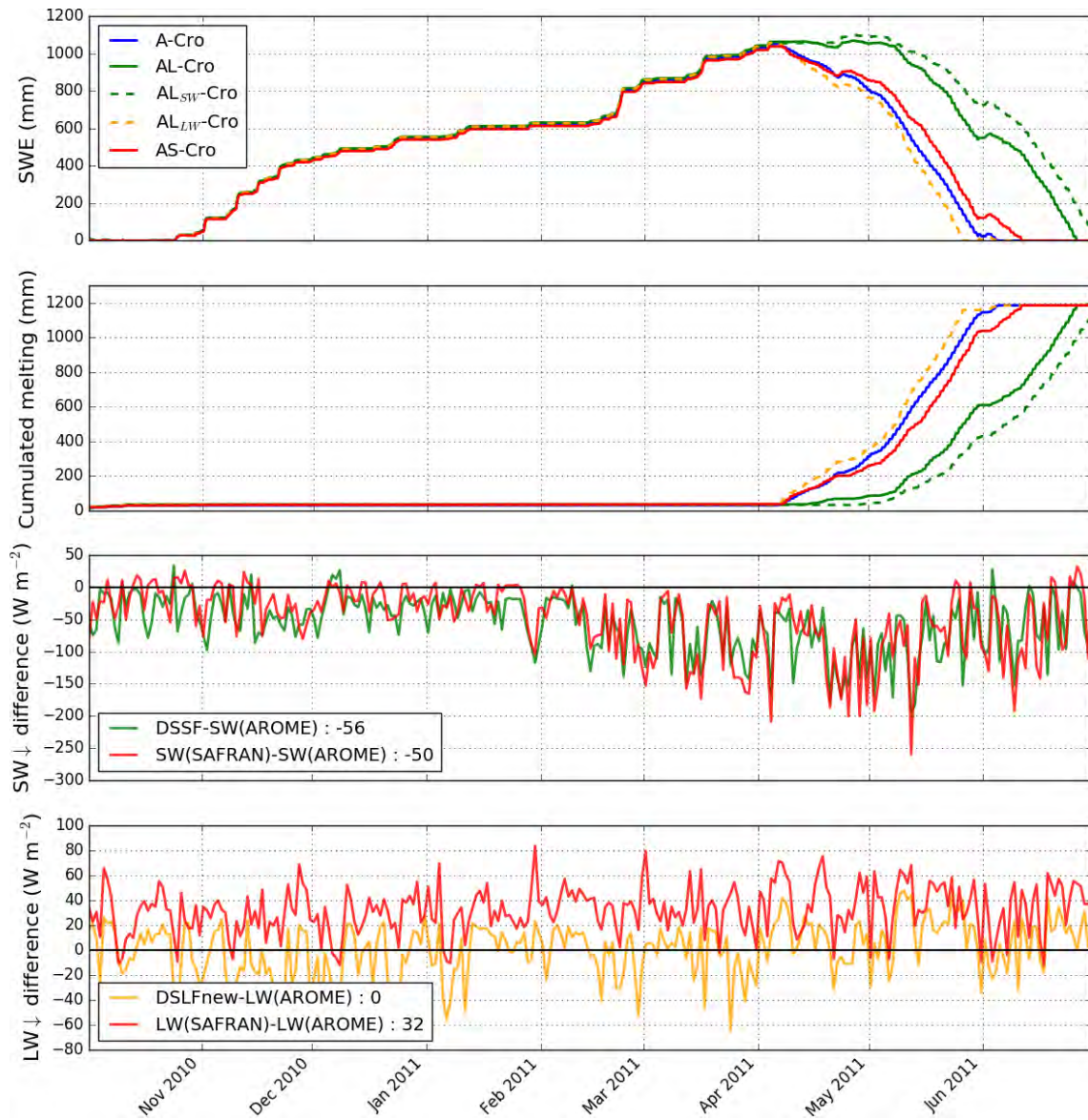


FIGURE 4.12 – Top : Snow Water Equivalent simulated by A-Cro (blue), AL-Cro (green), AL_{SW} -Cro (dashed green), AL_{LW} -Cro (dashed orange), AS-Cro (red) from 1 October 2010 to 30 June 2011 at point B in the Pyrenees (2459 m, Fig. 4.10). Middle : Cumulated melting represented with the same colours. Bottom : Mean daily irradiance differences with AROME for DSSF (green), DSLFnew (orange) and SAFRAN irradiances (red).

4.6 Discussion

4.6.1 Quality of irradiance datasets in mountainous terrain

We presented an overview of the quality of several irradiance datasets through an in-depth assessment of the irradiance fields in mountainous terrain. In terms of $SW\downarrow$ irradiances, DSSF exhibits best scores in mountains, particularly below 2000 m. Above 2000 m, its RMSE is similar to SAFRAN and AROME, due to a strong negative bias. AROME presents systematic and large overestimations of $SW\downarrow$ irradiances, contrarily to SAFRAN tendency to underestimate them. The spatial variations of $SW\downarrow$ irradiances are better represented in DSSF and AROME than in SAFRAN. In terms of $LW\downarrow$ irradiances, the obtained errors are comparable and it is difficult to identify the best product. The use of forecasts at higher spatial resolution to compute DSLFnew enhances the topographic dependence, which limits the underestimation of $LW\downarrow$ irradiance at low and mid-altitudes found with DSLF, but strengthens the negative bias at high altitude. The resulting altitudinal gradient is probably too strong. It may originate from the cold bias of AROME near-surface temperatures, enhanced with the altitude (Vionnet et al., 2016), which leads to a strong underestimation of the fluxes by DSLFnew at the highest altitudes.

Several studies evaluated LSA SAF irradiance products at hourly time step (when the sun is above the horizon for $SW\downarrow$) at plain stations. For DSSF, we showed in this study a bias of -14 W m^{-2} and a RMSE of 117 W m^{-2} , while in plains, Geiger et al. (2008b), Ineichen et al. (2009) and Cristóbal and Anderson (2013) reported biases of $+2 \text{ W m}^{-2}$, $+5 \text{ W m}^{-2}$ and -5 W m^{-2} respectively, and RMSE of 87 W m^{-2} , 103 W m^{-2} and 65 W m^{-2} respectively. The higher RMSE in mountains may partly be explained by higher mean values. For DSLF, we showed in this study a bias of -8 W m^{-2} and a RMSE of 32 W m^{-2} , while in plains, Trigo et al. (2010) and Ineichen et al. (2009) reported biases of $+3 \text{ W m}^{-2}$ and -11 W m^{-2} respectively, and RMSE of 25 W m^{-2} and 29 W m^{-2} respectively. The scores in mountains are close to the scores in plains, and lie within the range of uncertainty of $LW\downarrow$ sensors in mountains (Table 4.1). Thus, the performance of LSA SAF irradiance products remains satisfactory compared to previous evaluations of these products in plains.

Hinkelman et al. (2015) similarly evaluated the CERES SYN products at mountain stations for 3 hours averages. In terms of $SW\downarrow$ irradiance, they showed biases between -13 W m^{-2} and $+51 \text{ W m}^{-2}$ and RMSE between 93 W m^{-2} and 162 W m^{-2} . In terms of $LW\downarrow$ irradiance, they showed biases between -17 W m^{-2} and $+31 \text{ W m}^{-2}$ and RMSE between 24 W m^{-2} and 40 W m^{-2} . Despite a coarser spatial resolution, the obtained irradiance errors are similar to those of LSA SAF products, but they are reduced by the 3

hours average. Reaching similar performance at hourly time step can then be considered as an improvement. The shorter time step of LSA SAF products also enables a finer representation of the $SW\downarrow$ diurnal cycle.

These results suggest that LSA SAF satellite estimates of $SW\downarrow$ and $LW\downarrow$ irradiances are suitable to drive distributed snowpack simulations in mountainous terrain. DSLF can be replaced by DSLFnew up to mid-altitudes (2200 m approximately), where the performance is improved. These products constitute beneficial alternatives to NWP and analysis systems in complex terrain.

4.6.2 Sensitivity of snowpack simulations to the radiative forcing

DSSF and DSLFnew irradiance datasets were used to replace AROME irradiance forecasts as radiative forcing of Crocus simulations. The rest of the atmospheric forcing was taken from AROME forecasts. A similar experiment was done with SAFRAN irradiances. The performance of the snowpack simulations was degraded when using DSSF and DSLFnew products, with an increased positive snow depth bias. On the contrary, the use of SAFRAN irradiances was found to decrease the positive bias obtained with AROME-Crocus. Vionnet et al. (2016) and Quéno et al. (2016) already showed an overestimation of snow depth by AROME-Crocus in the French Alps and the Pyrenees respectively. In addition, Quéno et al. (2016) partly attributed this overestimation to an underestimation of strong melting. Thus, replacing AROME radiation forecasts by lower or equivalent values (DSSF and DSLFnew) logically enhances the overestimation, despite the better quality of the new radiation products. In this case, improving the radiation forcing leads to degraded snowpack simulations. This effect may be attributed to error compensations within the atmospheric forcing and/or within the snowpack model :

- The positive snow depth bias is not due to an overestimation of snow accumulation by AROME-Crocus, as shown by Quéno et al. (2016). The strong overestimation of $SW\downarrow$ by AROME shown in this study would also tend to increase the melting and reduce the snow depth bias. We showed here it is not counterbalanced by the underestimation of $LW\downarrow$. However, the underestimated melting may be linked to an underestimation of the turbulent fluxes, with a possible influence of the T_{2m} cold bias, particularly marked at the highest altitudes (~ 2.8 K above 2500 m; Vionnet et al., 2016). Their influence needs to be further explored.
- Within the snowpack model Crocus, Quéno et al. (2016) showed an underestimation of snow settling, with a direct effect on snow depth bias. The parametrisation of the albedo evolution also needs to be questioned : Lafaysse et al. (2017) underlined a positive bias of Crocus-simulated albedo at Col de Porte (Fig. 4.2a),

which they partly attributed to the parametrisation of albedo decrease in the visible range as a function of the age of the snow layer and the altitude of the site. An overestimation of the albedo indeed decreases the absorption of solar energy, hence enhancing the positive snow depth bias.

These results endorse the idea that snowpack ensemble simulations are necessary to mitigate error compensations, as recently developed for Crocus with ESCROC (Ensemble System Crocus ; Lafaysse et al., 2017).

The sensitivity of Crocus snowpack simulations to the radiative forcing can be interpreted in the light of several works quantifying the impact of atmospheric forcing errors on snowpack simulations (Raleigh et al., 2015; Lapo et al., 2015b; Sauter and Obleitner, 2015). First, Sauter and Obleitner (2015) studied the influence of uncertainties on atmospheric forcing variables on simulations of glacier mass-balance using Crocus in the Svalbard islands (European Arctic). They identified $LW\downarrow$ uncertainty as the main source of variance (50%) of the surface energy balance throughout the year. However, the prevailing effect of $LW\downarrow$ compared to $SW\downarrow$ is specific to high latitudes, because of the lack of solar insolation in winter. In our study, we showed that the new $LW\downarrow$ forcing from DSLFnew (with a positive bias compared to AROME) had a significant impact on the mass budget during the whole winter at low altitudes (Fig. 4.11), while the impact was more limited at high altitudes (Fig. 4.12). It can be explained by decreasing $LW\downarrow$ irradiances with altitude together with increasing $SW\downarrow$ irradiances, leading to a more significant impact of $SW\downarrow$ at high altitudes. It is also due to the earlier snowmelt at low altitudes, which limits the crucial role played by $SW\downarrow$ in spring.

Furthermore, the differences between the different radiative forcing datasets mainly consist of biases rather than random errors : a typical example is the difference of $SW\downarrow$ at high altitudes between AROME and DSSF shown in Fig. 4.12. Their effect is then cumulated during the whole season, rather than counterbalanced, which increases their impact. It is consistent with the outcomes of Raleigh et al. (2015) who showed that snowpack models are more sensitive to biases than random errors in the forcings. It was particularly highlighted for incoming radiations by Lapo et al. (2015b). Lapo et al. (2015b) additionally showed the smaller SWE impact of $SW\downarrow$ biases than $LW\downarrow$ biases, due to the albedo effect. Our example at high altitude (Fig. 4.12) does not follow this rule because of marked $SW\downarrow$ differences in spring, when the albedo decreases. Finally, although the SWE is not impacted by the differences in incoming radiations at high altitude during the accumulation period (Fig. 4.12), impacts are to be expected in terms of snow surface temperatures, with possible consequences on the snow metamorphism processes. Lapo et al. (2015b) indeed showed more sensitivity of the snowpack simulations to radiation errors at the coldest sites when evaluated in terms of snow surface

temperature rather than SWE. Future works could thus focus on the impact of the different incoming radiation datasets on the surface energy budget and the resulting effects on the snowpack stratigraphy.

4.7 Conclusion

In this paper, we assessed the quality of satellite-derived incoming radiation products (DSSF for solar irradiance and DSLF for longwave irradiance) in mountainous terrain, by conducting a thorough inter-comparison study involving kilometric resolution forecasts from the NWP system AROME and fields from the SAFRAN analysis system. A new satellite-derived product for $LW\downarrow$ irradiance (DSLFFnew) was developed using the DSLF algorithm fed by AROME forecasts. An evaluation of all available products was performed against in situ measurements using four years of data in the French Alps and the Pyrenees. The result analysis showed that DSSF products are best for solar radiations, despite an underestimation at the highest altitudes, while AROME is associated with a strong positive bias and SAFRAN with a negative bias. In terms of longwave radiations, contrasted results were obtained at the mountain stations, all falling within the range of uncertainty of sensors. A systematic underestimation by AROME, DSLF and DSLFFnew was highlighted. The negative bias of DSLF was reduced by DSLFFnew up to mid-altitudes but enhanced at high altitudes due to a too strong altitudinal gradient. A spatial comparison of the datasets showed that AROME and DSSF better represent the spatial variability of $SW\downarrow$ fluxes in mountains by comparison with SAFRAN. These results are encouraging and highlight the potential benefits of using DSSF, DSLF and DSLFFnew as radiative forcing for snowpack modelling in mountainous terrain. Their relatively good quality in mountains as compared to lower altitudes also supports the use of these data as climatological inputs and/or validation datasets for NWP models over complex domains such as mountains, where incoming radiation measurements are scarce.

An evaluation of distributed snowpack simulations by Crocus driven by AROME and the different radiation datasets was then conducted in the French Alps and the Pyrenees. We showed that replacing AROME radiations by DSSF and DSLFFnew increased the positive bias of snow depth, despite an overall better performance of these datasets in terms of incoming radiations. Therefore, an improved meteorological forcing does not ensure more accurate snowpack simulations. This is mostly due to error compensations within the atmospheric forcing and the snowpack model. Complementary studies are sorely needed to identify the cause of the underestimated melting, which cannot be attributed to radiative fluxes. They should tackle factors such as the turbulent fluxes simulated by AROME-Crocus and the albedo parametrisation in Crocus. Ensemble snowpack model-

ling would also enable to account for simulation errors (Lafaysse et al., 2017). Apart from the AROME-Crocus modelling context, in the light of the quality assessment performed in Sect. 4.4, there is a clear benefit of using LSA SAF satellite products of incoming radiations for snow cover modelling in mountains.

Acknowledgements

DSSF and DSLF were provided by the EUMETSAT Satellite Application Facility on Land Surface Analysis (LSA SAF; Trigo et al., 2011). The authors are grateful to S. Gascoin (CESBIO) for providing radiation measurements from Bassiès AWS, and to D. Six (IGE) for providing radiation measurements from St-Sorlin glacier and Argentièr glacier AWS (data from GLACIOCLIM program, <https://glacioclim.osug.fr>). We also thank D. Carrer, J.-L. Roujean and C. Meurey (CNRM) for help with the LSA SAF data, and I. Trigo (IPMA) for informations about the DSLF algorithm. CNRM/CEN is part of LabEx OSUG@2020 (ANR10 LABX56).

4.8 Synthèse du chapitre

Dans ce chapitre, nous avons étudié l'apport potentiel des produits satellitaires de rayonnements solaire et grandes longueurs d'ondes incidents (respectivement DSSF et DSLF) fournis par LSA SAF pour la modélisation du manteau neigeux en montagne. Un nouveau produit satellitaire de rayonnement $LW\downarrow$ (nommé DSLFnew) a été développé en utilisant les prévisions d'AROME dans l'algorithme de LSA SAF. Une inter-comparaison de ces champs avec les prévisions d'AROME et les réanalyses de SAFRAN a été menée sur les Alpes et les Pyrénées, par évaluation ponctuelle à l'aide de mesures in-situ en montagne ou par comparaison spatialisée des champs. Il en ressort les résultats suivants :

- En termes de $SW\downarrow$, les meilleurs scores sont au crédit de DSSF, malgré une sous-estimation en haute montagne. AROME présente un fort biais positif et SAFRAN un biais négatif. DSSF et AROME présentent une valeur ajoutée en termes de variabilité spatiale du $SW\downarrow$ par rapport à SAFRAN.
- En termes de $LW\downarrow$, les scores sont variables selon les stations et les erreurs sont de l'ordre des incertitudes des capteurs en montagne. Il est donc difficile d'identifier le meilleur produit. Une sous-estimation récurrente apparaît néanmoins en altitude pour AROME, DSLF et DSLFnew. DSLFnew présente une plus forte dépendance à la topographie que DSLF. Le biais négatif de DSLF est atténué par DSLFnew jusqu'aux altitudes moyennes (environ 2200 m), mais accru à haute altitude du fait d'un gradient altitudinal trop fort. A l'inverse, le gradient altitudinal de SAFRAN est trop faible, par comparaison aux gradients climatologiques déjà mis en évidence dans les Alpes.

Les différents jeux de données de rayonnements ont ensuite été utilisés comme forçage radiatif de simulations distribuées du manteau neigeux AROME-Crocus dans les Alpes françaises et les Pyrénées. Leur inter-comparaison et leur évaluation vis-à-vis de mesures in-situ de hauteurs de neige ont mis en évidence les résultats suivants :

- Les simulations avec forçage radiatif issu de DSSF et DSLFnew présentent un biais positif de hauteur de neige accru par rapport aux simulations AROME-Crocus, alors qu'un forçage radiatif issu de SAFRAN tend à réduire ce biais.
- L'impact des différences de forçage radiatif sur le SWE simulé est différent selon l'altitude. A basse altitude, la fonte intervient pendant tout l'hiver, période où le $SW\downarrow$ est plus faible et l'albédo de la neige plus élevé qu'au printemps, d'où une influence plus marquée des biais en $LW\downarrow$. A l'inverse, à haute altitude, la fonte ne démarre qu'au printemps, les biais en $SW\downarrow$ y jouent donc un rôle plus significatif.

En conclusion, nous avons montré que le jeu de données associant DSSF et DSLF ou DSLFnew (cohérents entre eux car dérivés du même masque nuageux) présentait les meilleures performances globales en montagne. Il peuvent donc constituer des données de validation des prévisions d'AROME ou d'autres systèmes de PNT en montagne et présentent un apport avéré pour les simulations distribuées du manteau neigeux. En revanche, dans le contexte de la modélisation par AROME-Crocus, leur utilisation dégrade les simulations. Ce résultat montre qu'améliorer un ou plusieurs termes du forçage atmosphérique ne contribue pas nécessairement à améliorer la simulation de manteau neigeux par Crocus. Des compensations ou cumuls d'erreurs peuvent en effet intervenir à la fois dans le forçage atmosphérique et dans le modèle de manteau neigeux. A la lumière des résultats du chapitre précédent, les différentes erreurs mises en évidence dans les simulations AROME-Crocus suggèrent de nouvelles sources d'erreurs à explorer à l'avenir : une possible sous-estimation des flux turbulents par AROME et une possible surestimation de l'albédo due à sa paramétrisation dans Crocus. Finalement, ces mécanismes de cumul/compensation d'erreurs plaident en faveur d'une approche ensemble à la fois du forçage atmosphérique (Vernay et al., 2015) et de la modélisation du manteau neigeux (Lafaysse et al., 2017), afin de quantifier les incertitudes.

Troisième partie

AROME-Crocus pour la prévision d'évènements nivo-météorologiques à enjeu

Chapitre 5

Prévision et modélisation de la formation de glace en surface du manteau neigeux par précipitations verglaçantes dans les Pyrénées

Sommaire

5.1	Introduction [en français]	157
	Article : Forecasting and modelling ice layer formation on the snow-pack due to freezing precipitation in the Pyrenees	159
5.2	Introduction	160
5.3	Description of the observed phenomenon	162
5.3.1	Meteorological context in the Pyrenees	162
5.3.2	Observations	164
5.4	Models	165
5.4.1	NWP model : AROME	165
5.4.2	Snowpack model : Crocus	166
5.5	Methods	166
5.5.1	Potential and limitations of AROME for freezing precipitation forecasting	166
5.5.2	Freezing precipitation forecasting	171
5.5.3	Modelling the ice layer formation in the snowpack	172
5.6	Results	175
5.6.1	Temporal occurrence of freezing precipitation : a five-year study	176
5.6.2	Spatial and altitudinal distribution of ice layers : study of 5-6 January 2012	182

5.7 Discussion	185
5.7.1 Limitations of the methods	185
5.7.2 Limitations of the observation database	186
5.8 Conclusion	187
5.9 Impact sur la stratigraphie	190
5.10 Synthèse du chapitre	198

5.1 Introduction [en français]

Nous avons vu dans les chapitres précédents les apports et limites de simulations distribuées du manteau neigeux alimentées par des prévisions météorologiques à échelle kilométrique, éventuellement complétées par des produits satellitaires de rayonnements. Ces études nous ont éclairé sur le comportement d'AROME-Crocus à l'échelle de saisons hivernales complètes. Dans une perspective de prévision à courte échéance des risques en montagne, il est intéressant de compléter cette approche saisonnière par l'étude d'évènements nivo-météorologiques à enjeu.

Nous avons ainsi cherché à identifier la valeur ajoutée potentielle des modèles AROME et Crocus pour la prévision et la modélisation de la formation de glace en surface du manteau neigeux résultant de précipitations verglaçantes dans les Pyrénées. Il s'agit de précipitations liquides surfondues qui gèlent au contact de la surface. Les prévisionnistes nivologues pyrénéens de Météo-France ont récemment identifié ce phénomène comme une source importante d'accidents pour les pratiquants d'activités hivernales en montagne, en plus des avalanches. Ce fut notamment le cas pour l'épisode de précipitations verglaçantes dans la nuit du 5 au 6 janvier 2012, qui a recouvert une large portion du massif pyrénéen d'une couche de glace de 5 cm ou plus d'épaisseur (Fig. 5.1). Cette couche de glace a persisté en surface pendant plusieurs semaines, compliquant la progression en montagne pour les skieurs de randonnée et les alpinistes, et occasionnant de nombreux accidents par glissade. 41 interventions des services de secours ont été recensées et 9 personnes ont perdu la vie suite à ce seul évènement. Mais à l'heure actuelle, les systèmes opérationnels d'analyse et de prévision nivo-météorologique (SAFRAN et Crocus) ne permettent de représenter ni la formation de précipitations surfondues, ni la formation de glace qui s'ensuit sur le manteau neigeux. Les observations du manteau neigeux réalisées quotidiennement aux stations automatiques et aux postes du réseau nivo-météorologique de Météo-France offrent par ailleurs des informations très limitées sur l'occurrence de ces épisodes.

Pour pallier les limites (i) des observations disponibles, (ii) de la prévision météorologique et (iii) de la modélisation nivologique, nous avons développé trois axes de travail qui apportent des réponses complémentaires à la problématique :

- Une base de données d'observations a été construite par production participative (crowd-sourcing en anglais). Sur le site Internet de la communauté de sports de montagne Camptocamp¹, les comptes-rendus de ski de randonnée et d'alpinisme mentionnant la présence d'une couche de glace en surface du manteau neigeux ont été sélectionnés d'octobre 2010 à juin 2015.

1. www.camptocamp.org (consulté le 14 septembre 2017)



FIGURE 5.1 – Couche de glace recouvrant le manteau neigeux après l'épisode de précipitations verglaçantes du 5-6 Janvier 2012 dans les Pyrénées. Crédits : F. Cabot.

- Les précipitations verglaçantes en montagne sont un phénomène complexe mal simulé par le modèle AROME. Nous avons exploré le potentiel de son schéma de microphysique nuageuse, dont nous avons tiré des diagnostics d'occurrence et de quantité de précipitations surfondues. Ces diagnostics ont été validés sur la période 2010-2015 sur l'ensemble des Pyrénées par comparaison à notre base de données d'observations collaboratives.
- Un module spécifique a été implémenté dans le modèle Crocus afin de simuler la formation de glace en surface du manteau neigeux. Ce module résout les échanges énergétiques issus de la rupture de surfusion et de la solidification de l'eau. Une couche aux propriétés physiques de la glace pure est ajoutée si les conditions de gel sont réunies. Cette nouvelle version du modèle (nommée Crocus-ice) a été alimentée par le diagnostic de précipitations verglaçantes d'AROME sur tout le domaine pyrénéen, puis validée sur la période 2010-2015. L'épisode du 5-6 janvier 2012 a fait l'objet d'une analyse approfondie.

L'ensemble des résultats issus de ces nouvelles méthodes sont donnés ci-après dans la retranscription d'un article en anglais. Elle est complétée en Sect. 5.9 par une analyse de l'impact de la simulation des couches de glace sur la stratigraphie du manteau neigeux. La Section 5.10 propose une synthèse des principales conclusions du chapitre.

Article : Forecasting and modelling ice layer formation on the snowpack due to freezing precipitation in the Pyrenees

Cette section correspond à l'article suivant, publié dans Cold Regions Science and Technology :

Quéno, L., Vionnet, V., Cabot, F., Vrécourt, D., and Dombrowski-Etchevers, I.: Forecasting and modelling ice layer formation on the snowpack due to freezing precipitation in the Pyrenees, Cold Reg. Sci Technol., 146, 19–31, doi:10.1016/j.coldregions.2017.11.007, 2018

Abstract

In the Pyrenees, freezing precipitation at high elevations is quite frequent in winter, leading to the formation of an ice layer on the surface of the snowpack. It may cause many accidents amongst mountaineers and skiers, with sometimes more fatalities per winter than avalanches. Such events are not predicted by current operational systems for snow and avalanche hazard forecasting. A crowd-sourced database of surface ice layer occurrences was first built up, using reports from Internet mountaineering and ski-touring communities, to mitigate the lack of observations from conventional observation networks. Simple diagnostics of freezing precipitation were then developed, based on the cloud water content and 2-m temperature forecast by the Numerical Weather Prediction model AROME, operating at 2.5-km resolution. An evaluation over five winters gave a probability of detection reaching 81% and a false alarm ratio of 23% compared to occurrences reported in the observation database. A new modelling of ice formation on the surface of the snowpack due to impinging supercooled water was added to the detailed snowpack model Crocus. It was combined with the atmospheric diagnostic of freezing precipitation. Resulting snowpack simulations over five winters captured the formation of the main observed ice layers. The performance of the diagnostic associated with the ice formation modelling was assessed for the event of 5-6 January 2012, with altitudinal and spatial distributions of the ice layer matching the observations. These simple methods enable to forecast the occurrence of surface ice layer formations and to simulate their evolution within the snowpack, even if an accurate estimation of the amount of freezing precipitation remains the main challenge.

5.2 Introduction

The most common risks encountered by mountaineers and skiers in mountains during the winter season are snow avalanches (Schweizer et al., 2003). Over the period 1980-2014 in France, ANENA (French National Association for Snow and Avalanche Studies) reported an average of 31 fatalities every winter due to avalanches (Jarry, 2015). Avalanche hazard forecasts are issued daily during the winter season in the Alps, Corsica and the Pyrenees by Météo-France forecasters. They recently reported another source of numerous accidents in the Pyrenees. Freezing precipitation, leading to the formation of a pure ice layer at the surface of the snowpack, is a quite frequent phenomenon in the Pyrenees.

An intense event of ice formation on the snowpack highlighted the necessity to better understand and predict such a phenomenon. During the night of the 5–6 January 2012, a thick ice layer formed due to freezing precipitation at high elevations, in a synoptic context of warm front in a North-West flow with strong winds and orographic blocking on the French side of the Pyrenees. The ice layer thickness often reaching 5 cm or more was prevalent over the Pyrenean massif. Because of subsequent clear sky conditions, this ice layer remained two weeks or more on the surface of the snowpack. During this period, mountain rescue services reported an exceptionally high number of accidents by sliding of back-country skiers and mountaineers caused by this glassy and very hard surface, which made the progression in mountainous terrain hazardous (Fig. 5.2). 9 fatalities occurred during the two following weeks. This human toll was greater than the average number of two fatalities due to avalanches in the Pyrenees per winter over the last five years (source : ANENA). The consequences of this event were particularly marked due to the persistence of ice on the surface. However, according to avalanche forecasters such events are rather frequent in the Pyrenees. New methods to predict and model the phenomenon are sorely needed to warn mountaineers and skiers in advance.

Currently, operational snowpack simulations for avalanche hazard forecasting run with the detailed snowpack model SURFEX/ISBA/Crocus (Vionnet et al., 2012), mentioned as Crocus hereafter. It is used within the SAFRAN–Crocus–MEPRA model chain applied over the main French mountainous areas (Durand et al., 1999; Lafaysse et al., 2013). The meteorological analysis and forecasting system SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige; Analysis System Providing Atmospheric Information to Snow; Durand et al., 1993) provides the meteorological forcing for Crocus. In particular, the precipitation phase is derived from a simple threshold of 1 °C for air temperature at 2 m above the ground. It only enables the representation of snowfall and rain but not of freezing precipitation. An inaccurate estimation of the pre-



FIGURE 5.2 – Mountaineer using crampons on the ice layer after the event of 5-6 January 2012. Credits : Club Alpin Français des Montagnards Ariégeois.

cipitation phase may change the stratigraphy simulated by Crocus and consequently the stability and avalanche hazard predicted by the expert system MEPRA (Giraud, 1992). Since no snowpack observations are assimilated in operational models, the snowpack stratigraphy may remain skewed during the whole winter season. Thus, freezing precipitation events are considered as a source of errors in numerical snowpack forecasting by French operational services in the Pyrenees.

The latest developments in mesoscale Numerical Weather Prediction (NWP) systems offer new opportunities to forecast atmospheric icing and freezing precipitation, since they include advanced cloud micro-physics schemes with a representation of mixed-phase cloud processes and a higher diversity of water species. For instance, Thompson et al. (2009) used the Weather Research and Forecasting (WRF) model at kilometeric resolution with an improved microphysics scheme for winter precipitation (Thompson et al., 2004) to predict icing due to freezing rain, freezing drizzle or freezing fog. Forecasting freezing precipitation is still a challenge : in the Integrated Forecasting System of ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts), cloud and precipitation physics were recently modified to improve freezing rain predictions (Forbes et al., 2014). Additionally, the high horizontal resolution of mesoscale NWP systems gives a better representation of the topography, which allows to study these events in complex terrain. Drage and Hauge (2008) used MM5 to simulate atmospheric icing in a Norwegian coastal mountainous terrain, in-cloud icing was also simulated by Yang et al. (2012) on Mount Washington (U.S.A.) with the regional mesoscale model GEM-LAM at 1-km grid spacing, and WRF was used by Podolskiy et al. (2012) to simulate rime formation on Mount Zao (Japan) and by Fernández-González et al. (2015) to simulate

a freezing drizzle event in the Guadarrama Mountains (Spain), both at 1-km resolution.

AROME (Application of Research to Operations at MEscale; Seity et al., 2011; Brousseau et al., 2016) is the mesoscale NWP system of Météo-France, operating at kilometeric grid spacing over France (2.5 km from 2008 to 2015, 1.3 km since then). It was recently used to drive snowpack simulations with Crocus at kilometeric resolution over the French Alps (Vionnet et al., 2016) and the Pyrenees (Quéno et al., 2016). Vionnet et al. (2016) highlighted AROME potential for mountain meteorology and Quéno et al. (2016) showed a good representation of the snow cover spatial distribution and benefits in terms of daily snow depth variations, despite strong positive biases in terms of snow depth. More specially, AROME includes a comprehensive cloud micro-physics scheme, and thus, simulates supercooled cloud water, which is of particular interest in regard to the issue of freezing precipitation. The aim of the present study is to assess the potential of AROME associated with Crocus for the detection of freezing precipitation events and the modelling of the formation of an ice layer on the snowpack in the Pyrenees. The original character of the study derives from the use of cloud micro-physical informations from a mesoscale NWP system in mountainous terrain combined to a snowpack model for ground icing.

The paper is organized as follows. In Sect. 5.3, we briefly present the observed phenomenon and its meteorological context, as well as available observations for identified events. We introduce an observation database built up using information posted on Internet by the ski-touring community. Section 5.4 describes the NWP model AROME and the detailed snowpack model Crocus. Section 5.5 presents the development of a simple method to detect freezing precipitation in the Pyrenees using AROME, and the implementation of a module to simulate the ice layer formation due to freezing precipitation in Crocus. These new methods are assessed in Sect. 5.6 following two axes : (i) sensitivity study and temporal occurrence of the detections over five winters, (ii) spatial and altitudinal distribution of the simulated freezing precipitation and ice formation for the 5-6 January icing event. Results are discussed in Sect. 5.7 with a particular emphasis on the limitations of the methods and the observation database.

5.3 Description of the observed phenomenon

5.3.1 Meteorological context in the Pyrenees

This study focuses on the Pyrenees (Fig. 5.3), the natural border separating France from Spain, stretching from the Atlantic Ocean to the Mediterranean Sea, a mountain range with many summits exceeding 3000 m a.s.l. The domain of study covers France,

Andorra and Spain, from 41.6°N to 43.6°N and from -2.5°E to 3.5°E.

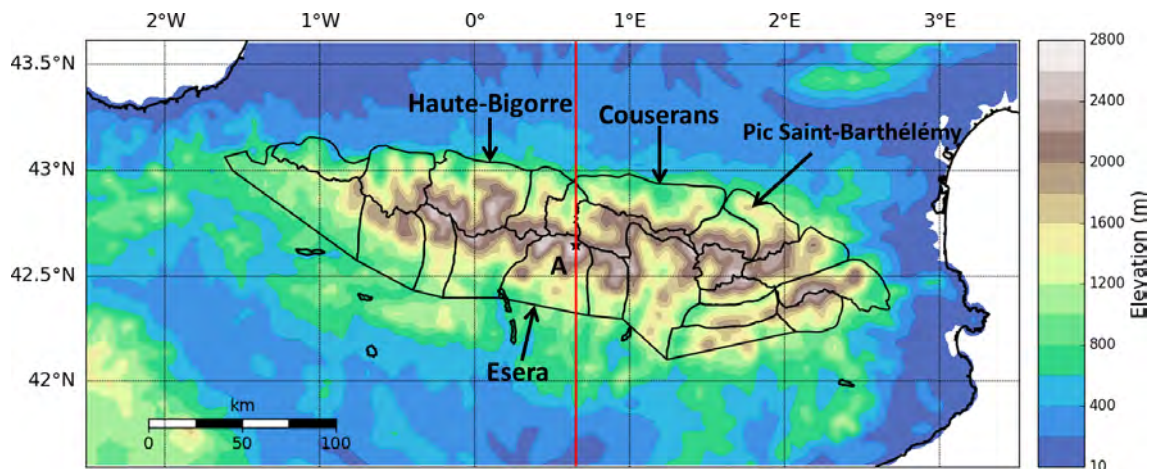


FIGURE 5.3 – Domain of study : the Pyrenees, with AROME topography at 2.5 km resolution. Black lines represent the regions where avalanche bulletin are issued daily. The red line indicates the transect of Fig. 5.7 (0.65°E). Point A : 42.65°N, 0.65°E, 2563 m in AROME topography.

In the Pyrenees, freezing precipitation on the snowpack occurs in very specific meteorological conditions. During common freezing rain situations in plains, snow flakes melt in an intermediate warm layer to form water drops and these drops become supercooled in a layer close to the ground below freezing point. In the situations studied here, freezing precipitation is associated with an entirely negative temperature sounding, which implies that water drops stay supercooled all along the vertical profile.

It is almost always associated with a warm front and N/NW flow with orographic blocking in the French Pyrenees. The cloud top temperature is between -5 °C and -10 °C, so that cloud droplets stay supercooled and do not turn into ice crystals and snow flakes (Raubert et al., 2000). The temperature vertical profile remains below freezing point down to the ground. Cloud droplets undergo a collision-coalescence process (Cober et al., 1996) which contributes to the formation of drops up to the size of drizzle (100 μm - 500 μm) falling on the ground (the so-called "warm rain process"). The process of coalescence is favoured by strong winds and vertical updraft giving significant precipitation (Rasmussen et al., 1995; Fernández-González et al., 2015).

To avoid the formation of ice or snow, the ice nuclei must have a low number concentration. Furthermore, at temperatures warmer than -10°C, only few ice nuclei are active (Raubert et al., 2000). The Pyrenees are mostly exposed to oceanic westerly winds, which very likely favour the formation of freezing drizzle due to the low amount of ice nuclei in oceanic air masses (Rasmussen et al., 2002). The influence of the oceanic air masses on the freezing drizzle spatial distribution was highlighted by Stuart and Isaac

(1999), who showed that Atlantic regions of Canada were the most frequently affected by freezing drizzle. Similarly, it seems that freezing precipitation on the snowpack is much rarer in the Alps than in the Pyrenees.

5.3.2 Observations

After the event of 5-6 January 2012, the ice layer was present on all aspects, although there was more ice on the windward sides due to the projection of drops by strong winds, while the leeward sides of ridges were locally sheltered. It covered an altitudinal range from 1800 m – 2000 m (thinner ice on wet snow under 2000 m) to 2600 m – 2800 m : Fig. 5.4 illustrates the three main types of snow surfaces found after the event, following the simplified vertical temperature profile and the elevation of clouds. As a general rule, ice layers are often found at altitude above usual daily observations made by ski patrollers in ski resorts. Thus, very limited information is available for avalanche forecasters in these situations. The temporal occurrence of freezing precipitation can be guessed from the stop of some high-altitude anemometers, jammed by accreting ice. But the standard observation network, including snow depth sensors, cannot be used to detect these events. An alternative source of data is necessary.

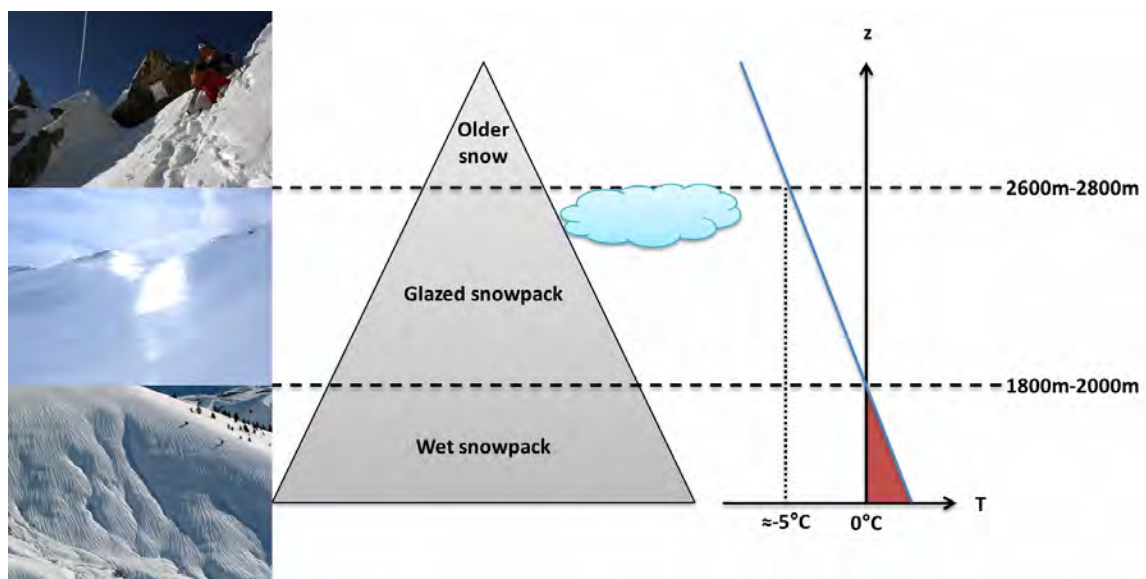


FIGURE 5.4 – Scheme illustrating the types of snow surfaces after the event of 5-6 January 2012 depending on the altitude and the temperature vertical profile. Credits : (top) author M. Matveieff; (middle) author F. Cabot; (bottom) author J.-M. Fontan, licence CC-by-nc-nd, URL www.camptocamp.org/outings/315471/fr/col-d-aoube-collet-sans-nom-par-les-cabanes-d-aoube.

There has been a recent growing interest in crowd-sourcing to address the lack of ob-

servations, particularly in atmospheric sciences (Muller et al., 2015), for example to have a large spatial coverage of precipitation type observations (Elmore et al., 2014). Crowdsourcing data was also used through social networks for avalanche hazard forecasting (e.g. Tremper and Diegel, 2014), or through GPS-tracking to study skiers' behaviour in avalanche terrain (Hendrikx and Johnson, 2016). In the present study, we used an original source of information for snowpack studies. Internet ski-touring and mountaineering communities gather a large amount of observations on a large geographical and temporal domain. Furthermore, mountaineers and back-country skiers begin their ascent from valleys to reach summits of mountains, hence a potentially wide spatial and altitudinal coverage. Unfortunately, as their outing is mostly made when the weather is nice, observations are not exhaustive. Expert validation is necessary as reports are subjective.

An ice layer observation database was built up, based on ski-touring and mountaineering reports from the Camptocamp website (www.camptocamp.org, last access : 26 January 2017) for the period 08/2010 – 08/2015. Reports on outing in the Pyrenees which contained words in French such as "glace" (ice), "vitrifiée" (glassy/glaze) or "verglacée" (icy) were selected. The wording of these reports and their associated pictures helped to confirm or invalidate the presence of an ice layer (e.g. differentiate it from a melt-refreeze crust). Dates and locations of events were recorded. Ambiguous situations were removed. Overall, 92 observations constitute the database over the five years. 41 mountain rescue reports were added for the event of 5-6 January 2012.

5.4 Models

5.4.1 NWP model : AROME

AROME is the meso-scale NWP system of Météo-France (Seity et al., 2011). It provides operational forecasts over France since December 2008 at 2.5-km grid spacing, upgraded to 1.3 km in 2015 (Brousseau et al., 2016). It is a spectral and non-hydrostatic model. The kilometric resolution enables to represent meso-scale effects of the topography and its dynamical influence on the atmosphere in mountainous areas (Vionnet et al., 2016).

In this paper, we will underline the added benefits brought from AROME for the prediction of ice layer formation events in mountainous areas. AROME simulates cloud development and precipitation using the ICE3 cloud microphysical scheme (Pinty and Jabouille, 1998). ICE3 is a one-moment bulk scheme with five prognostic hydrometeors (cloud droplets, rain, ice crystals, snow and graupel). In particular, cloud water and cloud rain are characterized after Kessler's scheme (Kessler, 1969). It can provide valuable

information for mountain meteorology and snowpack-related issues, in addition to usual precipitation and ground-level variables. The hydrometeor mixing ratio (in g kg^{-1}) at a given altitude, will be mentioned hereafter as : CWC (cloud water content), CRC (cloud rain content), CIC (cloud ice content), CSC (cloud snow content) and CGC (cloud graupel content).

AROME provides a 30-h forecast at the 0, 6, 12 and 18 UTC nominal analysis times over a domain covering France. In this study, we used the hourly forecasts of the 0 UTC analysis time, from +6 h to +29 h, as they can be used in the morning by operational services for immediate hazard forecast. They were extracted on a regular latitude/longitude grid at 0.025° (approximately 2.5 km) resolution over the Pyrenees domain (Fig. 5.3).

5.4.2 Snowpack model : Crocus

Snowpack simulations for operational avalanche hazard forecasting were performed with the detailed snow cover model Crocus (Brun et al., 1992; Vionnet et al., 2012). It is coupled with the ISBA land surface model within the SURFEX (EXternalized SURFace) simulation platform (Masson et al., 2013), which enables to fully simulate the interactions between snowpack and soil. The physical properties of the snowpack are modelled along its stratigraphy (with a user-defined maximum number of layers – 50 in this study). The model is used in offline mode and requires the following driving data : reference level temperature and specific humidity (usually 2 m above ground), wind speed (usually 10 m above ground), incoming short-wave and long-wave radiations, solid and liquid precipitation. In particular, liquid precipitation is considered as incoming fluxes in the first snow layer. The water flow through the snowpack is modelled with the bucket approach and uses a series of reservoirs at each snow layer (Vionnet et al., 2012; D'Amboise et al., 2017). Simulations were carried out with a 15 min internal time step, on flat surfaces.

5.5 Methods for freezing precipitation forecasting and ice layer modelling

5.5.1 Potential and limitations of AROME for freezing precipitation forecasting

We first studied the behaviour of AROME for the simulation of the event of 5-6 January 2012. Figure 5.5 illustrates the vertical gradient of precipitation forecast by AROME between 5 January 2012, 12 UTC (13 local time), and 6 January 2012, 6 UTC

(7 local time), averaged over the massif of Haute-Bigorre (Fig. 5.3, the area with most ice layer observations for this event). It shows that above 2000 m there is mainly a mix of snow and graupel, the little amount of rain falling at the beginning of the period when the 0°C-isotherm was high enough. AROME did not forecast any freezing precipitation for this event.

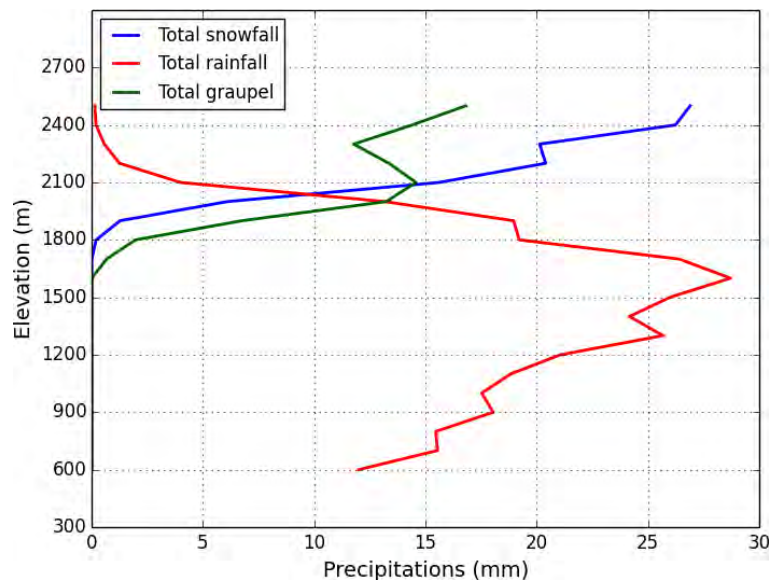


FIGURE 5.5 – Vertical gradient of cumulated precipitation forecast by AROME from 5 January 2012, 12 UTC, to 6 January 2012, 6 UTC, averaged over Haute-Bigorre massif (Fig. 5.3).

To study how the microphysics scheme simulates the episode along the flow, we focused on a North-South transect across the Pyrenees. The location of the transect (0.65°E), identified by a red line in Fig. 5.3, was chosen to cover a large altitudinal range. The temporal evolution of hydrometeor content as well as precipitation and temperature forecast by AROME for the afternoon and night of 5-6 January 2012 is represented in Fig. 5.6 at point A of the transect (42.65°N, 0.65°E, Esera massif, Fig. 5.3), at an altitude of 2563 m where freezing precipitation was observed. The entire temperature profile stays below freezing for the duration of this event, including the 2 m temperature, which is consistent with the meteorological context of freezing precipitation through collision-coalescence process (Sect. 5.3.1). A very high CWC is simulated, reaching up to 0.8 g kg⁻¹ at 17 UTC. It decreases between 21 UTC and 22 UTC, together with a sudden increase in solid hydrometeors, including graupel. This suggests that AROME simulates the formation of ice crystals and snow flakes by auto-conversion and Bergeron processes and the formation of graupel by riming of supercooled droplets on snow flakes. These processes favour the depletion of supercooled liquid water and prevent the formation of freezing precipitation in the model. Instead, the model erroneously simulates snowfall

where no snowfall was observed in the region, except for a very low amount at the end of the night locally.

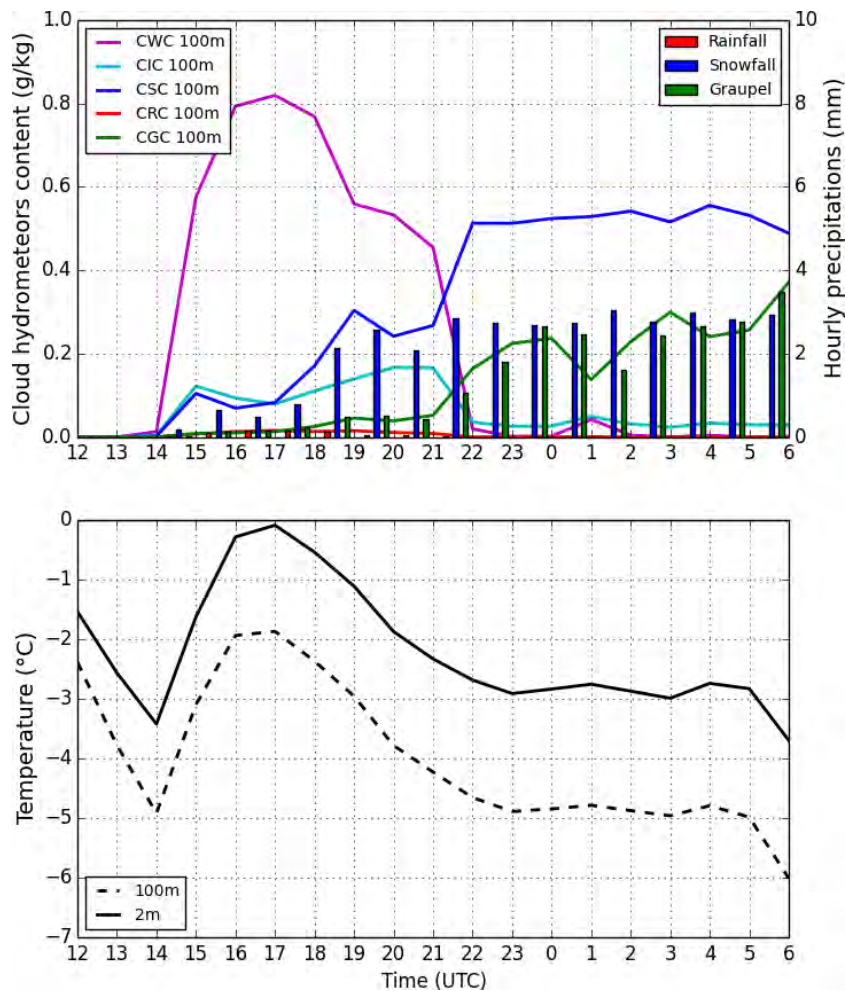


FIGURE 5.6 – Evolution of cloud hydrometeor content at 100m level (top, lines), hourly precipitation (top, bars) and temperature at 100m and 2m levels (bottom), forecast by AROME at point A (42.65°N, 0.65°E, 2563 m, Fig. 5.3) from 5 January 2012, 12 UTC, to 6 January 2012, 6 UTC.

Figure 5.7 represents the CWC, CIC and CSC forecasts by AROME along the transect on 5 January, 20 UTC (21 local time). It gives a spatial overview of the simulation : high CWC are modelled on the French side, with maximum values above 2000 m, reaching 0.8 g kg^{-1} , associated with temperatures below 0°C . The cloud top temperature is warmer than -8°C . The orographic shield and Foehn effect due to strong NW wind is visible on the Spanish side with no clouds and a strong increase in temperatures : the iso- 0°C is at around 2100 m on the French side while it quickly reaches around 3500 m on the Spanish side. The CSC and CIC are much lower than the CWC : they reach a maximum of around 0.3 g kg^{-1} at the highest peak. CRC and CGC are both close to zero (not shown). The simulated cloud microphysics thus correspond to the conditions necessary for the

formation of freezing precipitation through collision-coalescence process, described in Sect. 5.3.1. Additionally, Fig. 5.8 represents a map of the average CWC at 100 m above the ground over the Pyrenees, between 14 UTC and 6 UTC, with locations of observed ice layers and associated accidents. The good spatial correlation of these two data indicates the potential of CWC at 100 m for freezing precipitation detection.

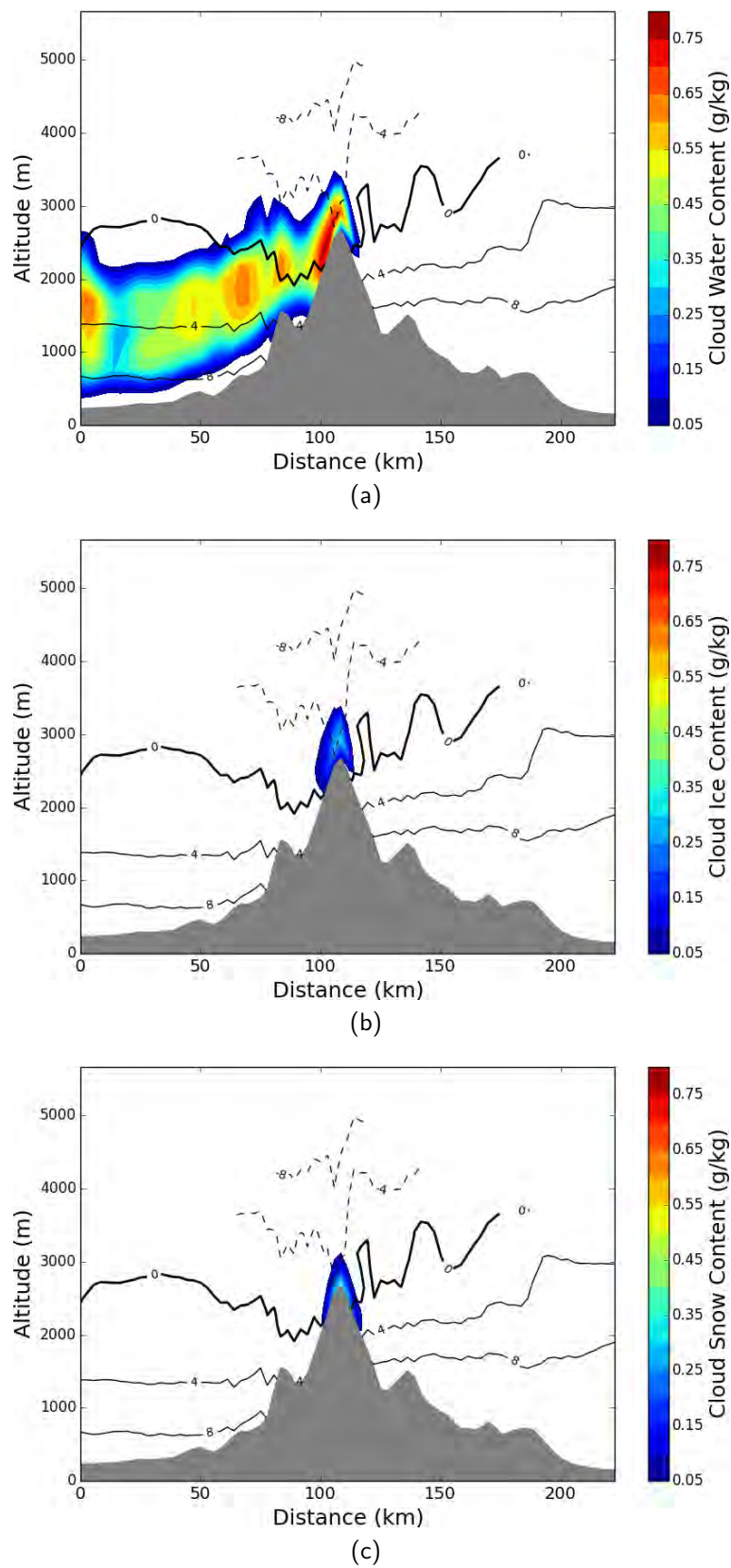


FIGURE 5.7 – AROME forecast of (a) CWC, (b) CIC and (c) CSC on 5 January 2012, 20 UTC, along a North-South transect, 0.65°E , identified by a red line in Fig. 5.3.

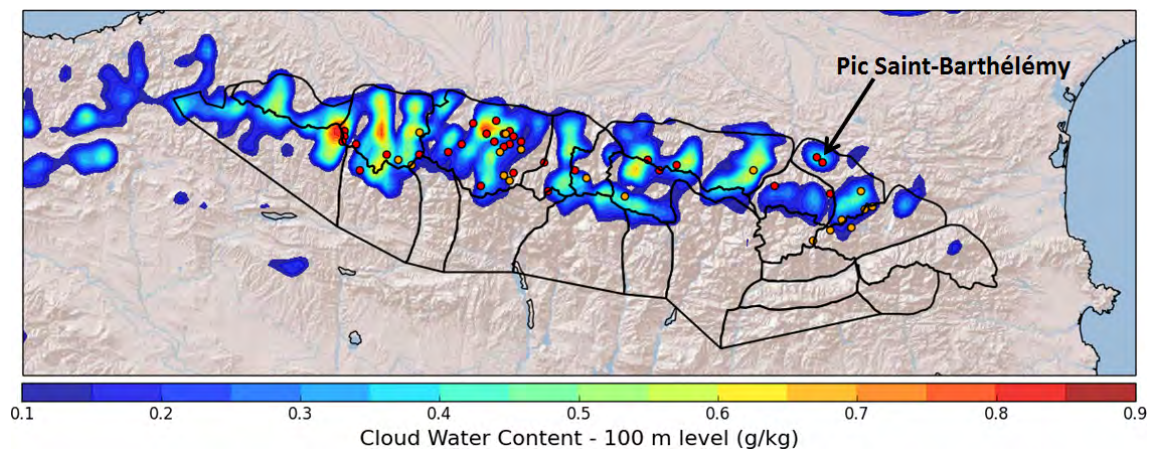


FIGURE 5.8 – Average CWC at 100 m forecast by AROME between 5 January 2012, 14 UTC, and 6 January 2012, 6 UTC. Red dots : accident reports. Orange dots : mountaineers' observations.

5.5.2 Freezing precipitation forecasting

5.5.2.1 Occurrence

The study of the event of 5-6 January 2012 shows that AROME simulates the wrong precipitation phase despite the simulation of high CWC in the cloud microphysics scheme. This finding highlights the need for a new diagnostic of freezing precipitation that is not based on precipitation forecasts. Similarly, Fernández-González et al. (2015) showed that WRF did not simulate supercooled precipitation for a freezing drizzle event in mountains, and had to develop an algorithm based on the cloud microphysics scheme to forecast it.

The collision-coalescence process leading to the growth and precipitation of supercooled cloud water is not correctly simulated by AROME. Consequently, we decided to introduce an atmospheric diagnostic of freezing precipitation occurrence, based on the forecast of supercooled cloud water. The first condition is a subfreezing 2 m air temperature. Secondly, a threshold of liquid water at 100 m has to be determined. This method is consistent with the findings of Rasmussen et al. (2002) showing that a CWC of 0.35 g kg^{-1} is a threshold for drizzle formation onset. The supercooled cloud rain also has to be included in this threshold to account for the potential cases where AROME simulates freezing precipitation. Thus, we defined the liquid water content $LWC = CWC + CRC$.

To assess the choice of the thresholds, AROME daily forecast archives were analyzed over the entire Pyrenean mountain range from 1 August 2010 to 1 August 2015. The freezing precipitation diagnostics based on different thresholds were computed every hour, and compared to the ice layer observation database (Sect. 5.3.2), from Novem-

ber to May. Several scores were computed to identify the most useful diagnostic to forecasters : POD (probability of detection, proportion of observed events correctly forecast), FAR (false alarm ratio, proportion of false alarms amongst forecast events), ETS (equitable threat score, a performance measure adapted to rare events; Nurmi, 2003) and frequency bias (number of forecasts divided by the number of observations). For convenience, these scores were summarized in a modified ROC diagram (Relative Operating Characteristic; e.g. Mason and Graham, 2002), where the x -axis is the FAR, more adapted to rare events (Lalaurette, 2003). Two diagnostics were defined : the Freezing Precipitation Alert (FPA) to predict the occurrence of the main freezing events and the Freezing Precipitation Diagnostic (FPD) to cover the full duration of these events and thus enable to estimate the amount of precipitation.

5.5.2.2 Amount of precipitation

After having determined an occurrence of freezing precipitation, we then need to determine the amount of freezing precipitation. A simple solution was considered, using AROME conventional precipitation outputs. When the diagnostic occurs, AROME solid and liquid amount of precipitation is entirely taken as supercooled liquid precipitation. This is also the method used by Fernández-González et al. (2015) to estimate the amount of freezing drizzle when it is diagnosed. This method assumes purely liquid precipitation, which can be justified by the fact that freezing rain and freezing drizzle occur most frequently without any other type of precipitation (Cortinas et al., 2004). Its limitations are discussed in Sect. 5.7.1.

5.5.3 Modelling the ice layer formation in the snowpack

5.5.3.1 Limitations of the current Crocus version

In its current version, the snowpack model Crocus only considers warm rain or snowfall from the meteorological forcing, so it does not handle freezing precipitation. Incoming supercooled water is considered as liquid at 0 °C in heat exchange calculations, which implies percolation and a deep moistening of the snowpack. Liquid water may refreeze later on but it cannot be compared with the physics of the formation of a pure ice layer when supercooled drops reach the surface of the snowpack. Wever et al. (2016) noted that the detailed snowpack model SNOWPACK (Bartelt and Lehning, 2002) has the same limitations for modelling ice layer formation due to freezing precipitation. They proposed a new modelling approach for the formation of ice layers due to water flows inside the snowpack, but this approach cannot treat freezing precipitation. Conversely, the method we introduce hereafter does not treat ice layer formation inside the snowpack.

5.5.3.2 Modelling of ice formation

New developments were added to Crocus in order to take into account supercooled water precipitation from the atmospheric forcing. The heat and mass budgets of supercooled drops impacting a cold surface were often modelled for aircraft icing (e.g. Fortin et al., 2006) or for icing on structures (wires, cylinders; e.g. Jones, 1996; Makkonen, 2000). The modelling described hereafter is simplified compared to aircraft icing, where wind plays a crucial role in ice accretion. Furthermore, the surface considered here is flat. A major difference with icing on structures is the porosity of the snow surface to water flows.

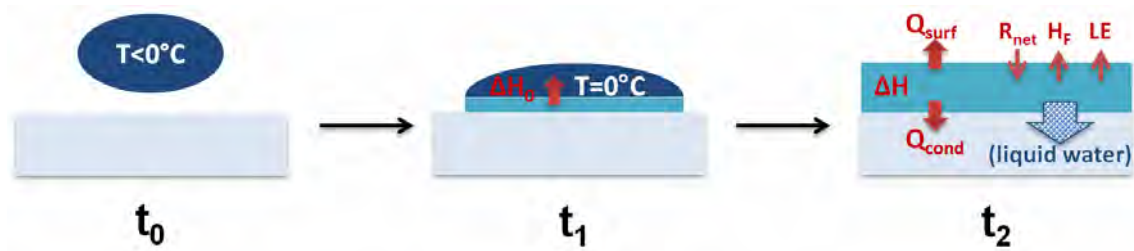


FIGURE 5.9 – Simplified heat balance for a supercooled water drop impinging the snow-pack surface.

It is assumed that large supercooled water drops (drizzle or rain) impact the snow surface, forming glaze ice on the surface, contrary to rime ice formed by smaller droplets (Myers et al., 2002). Indeed, small droplets (cloud droplets smaller than 100 μm) entrap air while freezing, which gives a white colour to rime ice (dry growth process). Larger drops have time to spread to form glaze ice (wet growth process). Figure 5.9 summarizes the new module implemented in Crocus for the freezing of impacting supercooled water. Each flux is counted positively following the orientation of the arrow. At time t_0 , a water drop (mass m , temperature $T < 0^\circ\text{C}$) falls on the snow surface. T is assumed to be the air temperature at 2-m level, even though the largest raindrops may not have time to fully adjust their temperature to the surface layer temperature while falling. At time t_1 , the drop impinges the surface, which breaks its metastable state with an instantaneous increase of temperature to the thermodynamic ice-water equilibrium at a temperature $T_0 = 0^\circ\text{C}$ (less than 20 ms; Tavakoli et al., 2015). During this first freezing stage, a fraction ϕ_S of the water solidifies and releases latent heat ΔH_0 :

$$\Delta H_0 = -\phi_S m l_{fus} \quad (5.1)$$

where l_{fus} is the latent heat of fusion for water (kJ kg^{-1}). Consequently, the thermodynamical equilibrium is :

$$mc_w(T_0 - T) - \phi_S m l_{fus} = 0 \quad (5.2)$$

where c_w is the specific heat capacity of liquid water ($\text{kJ kg}^{-1} \text{K}^{-1}$). So the fraction of water instantaneously solidified is :

$$\phi_S = \frac{c_w}{l_{fus}}(T_0 - T) \quad (5.3)$$

i.e. 1.25 % per degree of supercooling. For instance, for a drop at -5°C , 6.3 % of water is frozen during the first stage. The remaining water stays liquid at T_0 and may freeze only if the energy sinks (surface fluxes and conductive flux with the snow surface) counterbalance the energy sources. This second freezing stage lasts longer, which enables the water to spread and form dense glaze ice or to percolate in the snowpack. The quantity of the remaining water freezing in the second stage is determined by the energy budget :

$$\Delta H = Q_{cond} + Q_{surf} \quad (5.4)$$

where ΔH is the latent heat released for the solidification of the remaining water. Q_{cond} is the conductive heat flux from the ice to the first snow layer and is always positive in this case (energy sink) because the ice layer temperature is 0°C and the snow temperature is negative. Q_{surf} is the surface heat flux from the ice layer to the atmosphere (sink or source of energy depending on atmospheric conditions).

$$Q_{surf} = H_F + LE - R_{net} \quad (5.5)$$

It includes the net radiative flux R_{net} , with a long-wave radiative cooling (air colder than the ice surface at 0°C) and a short-wave radiative heating (zero at night and small in cloudy conditions). It also includes the sensible heat flux from the surface to the atmosphere H_F (energy sink in this case because the surface temperature is at 0°C and the air temperature is strictly negative) and the latent heat flux of evaporation and sublimation to the atmosphere LE (energy sink). The air frictional heating and the kinetic heating of impinging drops are neglected because they are small compared to the other terms of the energy budget (Jones, 1996; Makkonen, 2000).

5.5.3.3 Implementation into Crocus

In practice, during one simulation time-step (15 min here), the surface energy budget (exposed previously) is computed and compared to the energy required to solidify all impinging supercooled water. If the energy sinks are high enough to compensate the latent

heat released by the solidification of the whole water (added to the other energy sources), all the water forms an ice layer, whose temperature may then decrease. Conversely, if the energy sinks are smaller than the energy sources, only the corresponding amount of water forms ice, while the remaining liquid water can percolate into the underlying snow layers. The percolation of liquid water is taken into account in the current version of Crocus through a bucket model (see Sect. 5.4.2). However, the impermeability of ice to water percolation is not represented in the current version. The liquid water holding capacity of the two first centimeters at the surface of the snowpack is increased when there is a freezing precipitation diagnostic, to mimic the presence of an impermeable ice layer at the surface of the snowpack. The lateral run-off of liquid water along slopes and the possible persistence of a liquid water film over the ice during more than 15 min (Crocus time step) are not taken into account here.

The ensuing physical properties of the new ice layer are defined using the usual Crocus schemes (Vionnet et al., 2012). The new layer grain properties are implemented within the B92 snow metamorphism scheme (Brun et al., 1992) : the ice is represented as large melt forms, i.e. non-dendritic case, maximum grain diameter (2 mm) and maximum sphericity. Its density is assumed to be the density of pure ice (917 kg m^{-3} , Myers et al., 2002). The snow layers aggregation scheme is modified to prevent the instantaneous aggregation of a thin ice layer with the underlying snow layer, and thus enable the formation and growth of a new ice layer. We keep the original albedo parameterization of Crocus, split in three spectral bands and depending on the optical diameter and the age of grains (Vionnet et al., 2012). This parameterization gives ice layer albedos consistent with pure ice spectral albedo (e.g. Andrieu et al., 2016). For clarity sake, the new version of Crocus described in the present section is called Crocus-ice thereafter.

5.6 Results

The methods introduced in Sect. 5.5 are applied in two stages. In Sect. 5.6.1, we determine the threshold on LWC for the freezing precipitation diagnostic through a sensitivity study and a comparison to the observation database over 5 winters (from 2010 to 2015). We evaluate the ability of this diagnostic to detect temporal occurrence of freezing precipitation and draw a first climatology of freezing precipitation events in the Pyrenees. AROME diagnostic is then combined with Crocus-ice to simulate the ice layer formation and its evolution. In Sect. 5.6.2, the new freezing precipitation diagnostic is assessed for the major event of 5-6 January 2012, in terms of spatial and altitudinal distribution. Crocus-ice simulations driven by AROME diagnostic are also compared to the observations for this event.

5.6.1 Temporal occurrence of freezing precipitation : a five-year study

5.6.1.1 Sensitivity study

Diagnostics implying different LWC_{100m} thresholds at subfreezing 2-m temperatures were compared to the observation database in terms of temporal occurrence over the whole Pyrenees. Observations were associated with a diagnosed freezing precipitation event if they closely followed it, or if indications in the report enabled to associate it with a given diagnostic. For instance, observations for February 2012 match the diagnostic of 5-6 January 2012, since the reports described an "old ice layer", at the surface in wind-exposed areas. Figure 5.10 is a ROC diagram that summarizes the most relevant diagnostics tested. A detection is given when the LWC_{100m} threshold is overpassed during at least two consecutive hours. It was associated with observations only if the detection covered at least 6 pixels of the domain, to account for the lack of spatial exhaustivity in the observations.

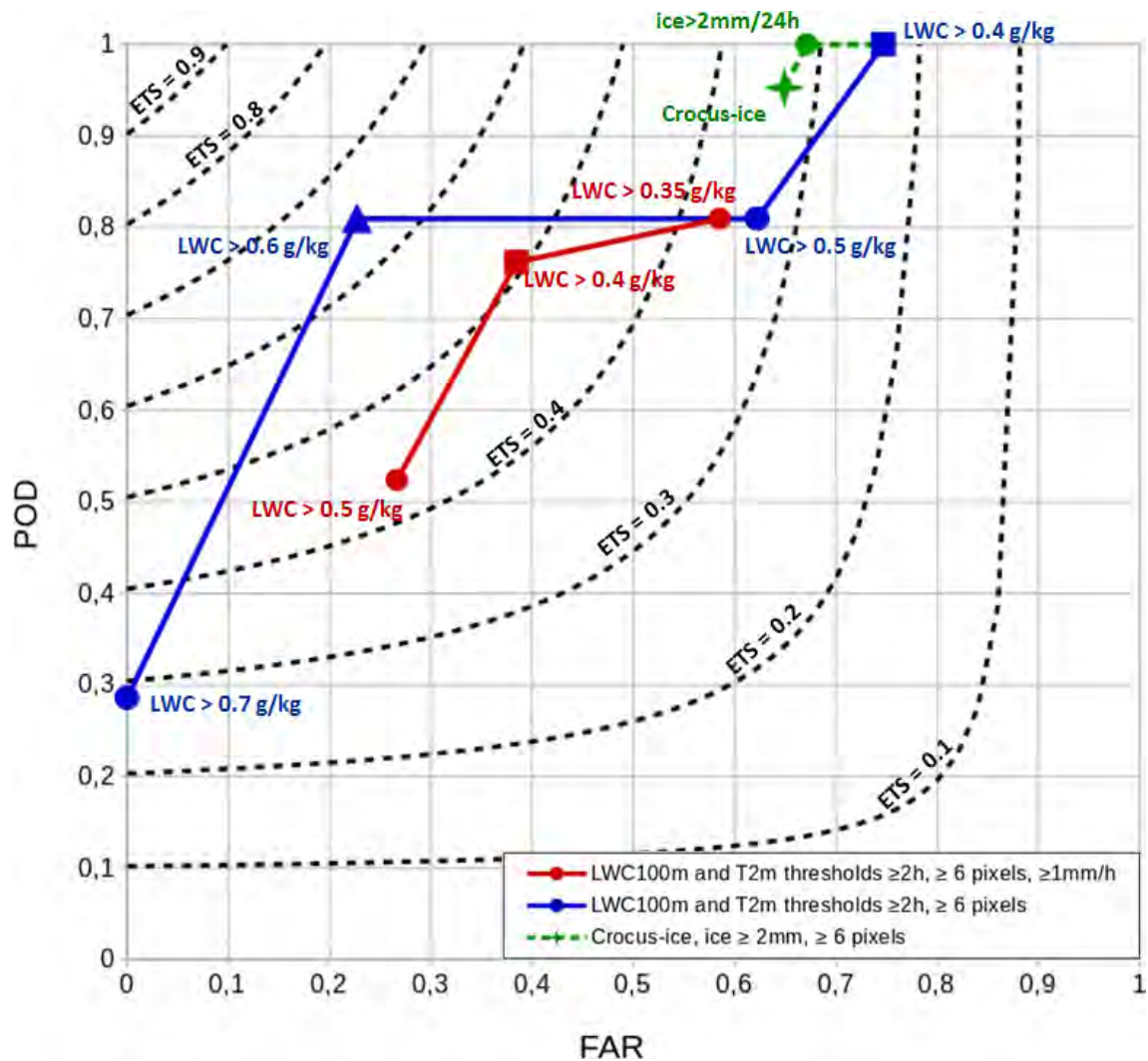


FIGURE 5.10 – Modified ROC diagram (POD vs FAR) for AROME diagnostics with different LWC_{100m} thresholds (blue line), filtered by a minimum precipitation rate (red line), during at least two consecutive hours at subfreezing T_{2m} , covering at least 6 pixels. FPA : blue triangle. Simple FPD : blue square. FPD with minimum precipitation amount : red square. Surface ice detection by Crocus-ice driven by AROME FPD : green star. Dashed black lines represent iso-ETS.

- *Freezing Precipitation Alert over the whole Pyrenees*

First, we want to determine a diagnostic to be used by forecasters as an alert of large freezing precipitation events at the scale of the whole Pyrenees. To this end, the POD has to be high with a reasonably low FAR. The ETS synthesizes both scores : no detection or 100% of false alarms would give $ETS = 0$, while the best performance ($ETS = 1$) would be reached for 100% of detections without any false alarms. The blue curve (Fig. 5.10) represents these scores for a range of LWC_{100m} thresholds from 0.4 g kg^{-1} to 0.7 g kg^{-1} . A threshold of 0.7 g kg^{-1} gives no false alarms but less than 30% of detections. The POD is increased to 81% and the FAR to 23% with a threshold of 0.6 g kg^{-1} . A threshold of 0.5 g kg^{-1} increases the FAR to more than 60% with no more detections. A threshold of 0.4 g kg^{-1} enables to detect all events ($POD = 100\%$), with a high FAR of 75%. Overall, the highest ETS of 0.65 is reached given a LWC_{100m} threshold of 0.6 g kg^{-1} . Hereafter, we use this threshold to define the first diagnostic as "freezing precipitation alert" (FPA) :

$$\text{FPA} : LWC_{100m} \geq 0.6 \text{ g kg}^{-1} \text{ and } T_{2m} < 0^\circ\text{C during at least } 2h$$

Figure 5.11 shows the occurrences of observed surface ice layer together with FPA over 5 winters from 2010 to 2015. An average of 4.2 events per year was observed. Most observed events occurred in the heart of winter : from 2010 to 2015, a total of 6 events were reported from November to December, 12 events from January to March and 3 events from April to May. Note that ice layers may be more difficult to identify in spring, when the snowpack is already very dense. The results of the comparison of FPA with observations are summarized in Table ??, with $POD = 81\%$, $FAR = 23\%$, $ETS = 0.65$ and a frequency bias of 1.05. These scores confirm that the FPA enables to detect the main events and can be used by forecasters to detect the occurrence of these events with reasonable confidence.



FIGURE 5.11 – Occurrences of freezing precipitation alerts (FPA) derived from AROME (blue bars) and observations (red bars). Green rectangles indicate correspondence between FPA and observations, black rectangles indicate wrong FPA or observations without FPA.

- *Freezing Precipitation Diagnostic to estimate the amount of precipitation*

During freezing precipitation events, LWC higher than 0.6 g kg^{-1} are only reached during short time periods and not during the whole duration of the freezing precipitation. This is illustrated in Fig. 5.6 for the event of 5-6 January 2012. Therefore, a different threshold is required to estimate the amount of freezing precipitation falling during these events. Such information is important to estimate the thickness of the ice layer and to drive Crocus-ice.

Figure 5.10 shows that the first LWC threshold which enables 100% of detections is 0.4 g kg^{-1} , with a high FAR compared to the events reported by skiers (Fig. 5.10, blue square). This value is close to the CWC of 0.35 g kg^{-1} found as a threshold for drizzle formation onset by Rasmussen et al. (2002). Hereafter, we call this second diagnostic "freezing precipitation diagnostic" (FPD) :

TABLE 5.1 – Two-by-two contingency table for AROME FPA, for five winters (2010-2011 to 2014-2015). OY = Observed Yes ; ON = Observed No ; FY = Forecast Yes ; FN = Forecast No ; HI = Hits ; FA = False Alarms ; MI = Misses ; CR = Correct Rejections.

	OY	ON
FY	$HI = 17$	$FA = 5$
FN	$MI = 4$	$CR \gg 1$

$$\text{FPD} : LWC_{100m} \geq 0.4 \text{ g kg}^{-1} \text{ and } T_{2m} < 0^\circ\text{C during at least } 2h$$

To verify the relevance of the 0.4 g kg^{-1} threshold to detect sufficient amounts of precipitation, a condition on minimum simultaneous precipitation rate (at least 1 mm h^{-1}) is added to filter the diagnosed situations. For this purpose, three LWC values (0.35 g kg^{-1} , 0.4 g kg^{-1} , 0.5 g kg^{-1}) are tested (Fig. 5.10, red curve). The highest ETS (0.51) is reached for 0.4 g kg^{-1} (Fig. 5.10, red square). This confirms the potential of this threshold value for the FPD to determine the amount of freezing precipitation.

5.6.1.2 Crocus-ice driven by AROME FPD

We present here an additional approach combining the atmospheric diagnostic by AROME (FPD) to Crocus-ice (Sect. 5.5.3). The FPD indicates the occurrence of freezing precipitation, which enables to derive its amount as defined in Sect. 5.5.2.2, while Crocus-ice solves the surface fluxes and simulates ice formation. Similarly to Quéno et al. (2016), a continuous atmospheric forcing for the snowpack model Crocus was built from 1 August 2010 to 31 July 2015, using AROME consecutive hourly forecasts (Sect. 5.4.1). The FPD was applied to the forcing, with a conversion of solid and liquid precipitation into freezing precipitation at diagnosed hours. The modified atmospheric forcing was used to drive Crocus-ice simulations of the snowpack, spatially distributed at 2.5-km resolution over the Pyrenees domain and over the five-year period : if freezing precipitation occurs, the new module in Crocus-ice is activated and ice layer formation is simulated by the model.

- *Five-year validation*

The simulated snowpack was analyzed over the same period. The occurrence of surface ice layer formation was also compared to the observation database. We identified surface ice if the total ice thickness (with a density higher than 700 kg m^{-3}) is higher than 2 mm in the first 5 cm of the snowpack surface. The scores are represented in Fig. 5.10 with a green star : the POD is 95%, with 65% of false alarms. These scores are improved compared to the simple FPD (blue square, Fig. 5.10) : in particular, the number of false alarms is reduced (the frequency bias drops from 3.95 to 2.71) and the overall performance measured by the ETS is increased from 0.24 to 0.33. They are

also improved compared to a simple conversion of the amount of freezing precipitation derived from the FPD into ice thickness assuming a density of 917 kg m^{-3} (green dot, Fig. 5.10 : $ETS = 0.31$, frequency bias = 3.04), which highlights the benefits of solving surface fluxes. However, the number of false alarms remains high. This issue is discussed in Sect. 5.7.

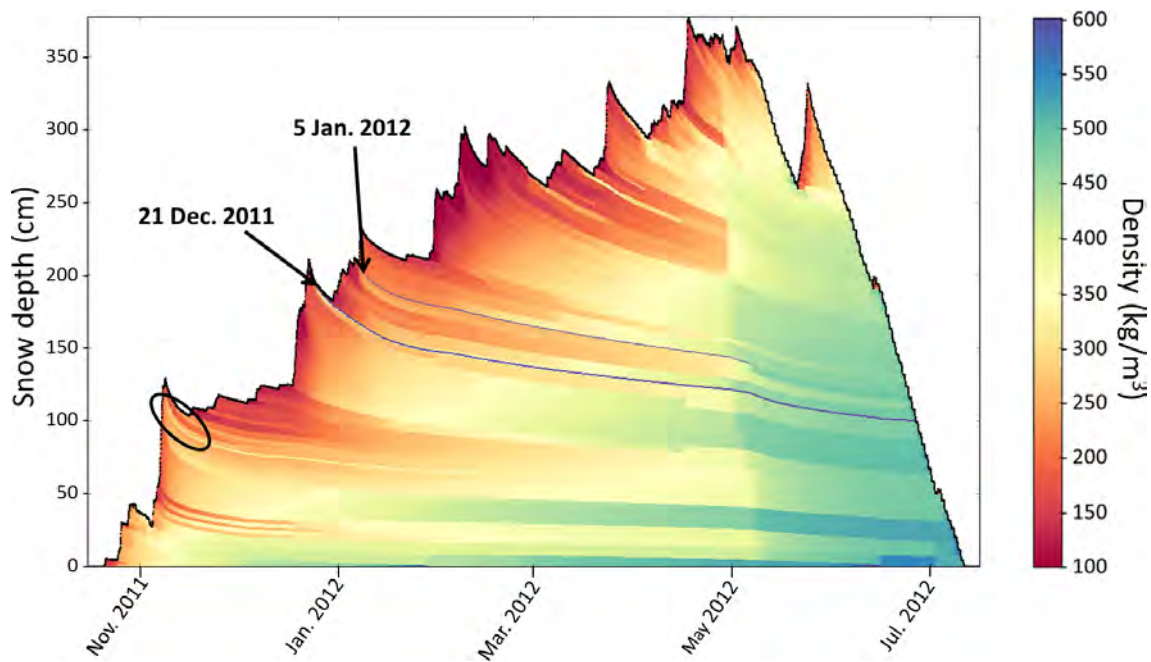


FIGURE 5.12 – Snow depth and snowpack density simulated at point A (42.65°N , 0.65°E , 2563 m, Fig. 5.3) during winter 2011/2012 by Crocus-ice, driven by AROME meteorological fields with freezing precipitation diagnostic (FPD). Ice layers are identified by a dark blue colour (more than 600 kg m^{-3}). The black circle indicates the formation of lower density crusts.

- *Focus on winter 2011-2012 at point A*

We focused on the snowpack simulation at point A (42.65°N , 0.65°E , 2563 m, Fig. 5.3) during winter 2011-2012, as two major and well identified ice layer formation events occurred and they were both clearly reported in the database. The evolution of the simulated snowpack density is shown in Fig. 5.12. Two high density ice layers of 13 mm and 6 mm were formed on 21 December 2011 and 5 January 2012 respectively, which were the two main observed ice events that winter. The thickness of the second ice layer is underestimated, due to the underestimation of the amount of freezing precipitation. Moreover, several FPD do not lead to the formation of an ice layer but rather develop into lower density crusts (identified by a black circle in Fig. 5.12), or only into wet snow. It can be due to two factors : low amount of freezing precipitation or too low energy sinks

at the snow surface, preventing the freezing of the impinging supercooled water which mainly percolates. Therefore, this study suggests the potential added value of combining the atmospheric diagnostic with Crocus-ice : the benefits from the cloud microphysics of AROME are combined with the benefits of a physical modelling of the snowpack, relevant for predicting the formation of an ice layer.

5.6.2 Spatial and altitudinal distribution of ice layers : study of 5-6 January 2012

The episode of 5-6 January 2012 is the only one with enough observations to perform a spatial validation of the FPD and associated ice layer formed in Crocus-ice.

The FPD introduced in Sect. 5.6.1.1 was applied to hourly AROME forecasts from 5 January 2012, 12 UTC, to 6 January 2012, 6 UTC. Figure 5.13 illustrates the altitudinal distribution of AROME grid points where a FPD occurs during that period, together with the elevations of point observations and ranges of elevations with observed ice layer in the skiers' reports in January 2012. For the FPD, the average altitude is 2328 m, the average minus standard deviation is 2154 m, the average plus standard deviation is 2502 m, the minimum is 1812 m and the maximum is 2667 m, while the ice observations stretch from 1850 m to 2700 m (Fig. 5.13). Thus, the FPD shows good agreement with the observations in terms of altitudinal extent.

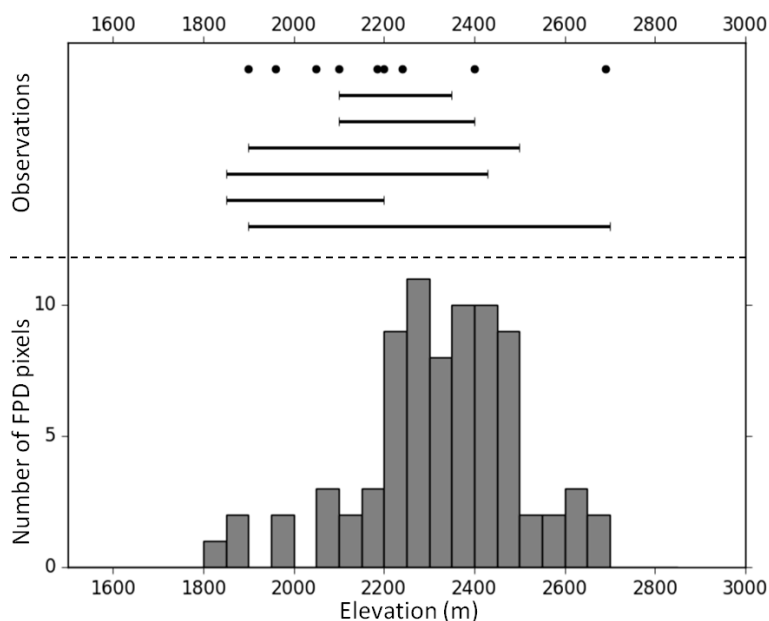


FIGURE 5.13 – Top : elevations of point observations and ranges of elevations with observed ice layer, given in the skiers' reports in January 2012. Bottom : distribution of elevations of AROME grid points with freezing precipitation diagnostic (FPD) from 5 January 2012, 12 UTC, to 6 January 2012, 6 UTC.

The spatial extent of the amount of freezing precipitation derived from the FPD is illustrated in Fig. 5.14a, together with the ice thickness resulting from Crocus-ice simulation driven by AROME with FPD (Fig. 5.14b). All available observations of the ice layer (accident reports by rescue services, mountaineers' observations and ice thickness measurements) are also indicated on Fig. 5.14a and 5.14b. Most of the observations are close to an area where ice layer formation is forecast, but the spatial extent of simulated ice layer formation is underestimated. It can be partly explained by the differences between the real topography and the model topography (at a 2.5 km resolution), which smooths the highest peaks, hence several isolated mountains above 2000 m are not represented. For instance, there is no diagnostic around Pic Saint-Barthélémy (Fig. 5.14a). Despite a high simulated CWC around the peak (Fig. 5.8), the simulated 2 m temperature is higher than 0°C. Indeed, the peak's altitude given by AROME is 1683 m (Fig. 5.3) while the real altitude is 2348 m. Thus, the diagnostic is not wrong at the modelled altitude (no freezing precipitation under 1800 m).

In terms of ice thickness, a strong underestimation can be noted on Fig. 5.14b : the simulated ice layer is several millimetres thick (locally 2 cm), while the observed ice layer was most often several centimetres thick. It can be related to the low amount of freezing precipitation forecast by AROME for this event (Fig. 5.14a). The observed ice thicknesses (locally 8 cm) resulted from a stronger amount of precipitation. The precipitation and hydrometeor contents shown in Fig. 5.6 suggest that the freezing precipitation event is diagnosed from 15 UTC to 21 UTC, with the strongest precipitation rates occurring later in the form of snow and graupel. However, during this event, no significant snowfall was reported and only a thin layer of snow was locally observed on top of the ice layer. This suggests that a large part of snowfall predicted by AROME for this event was actually freezing precipitation.

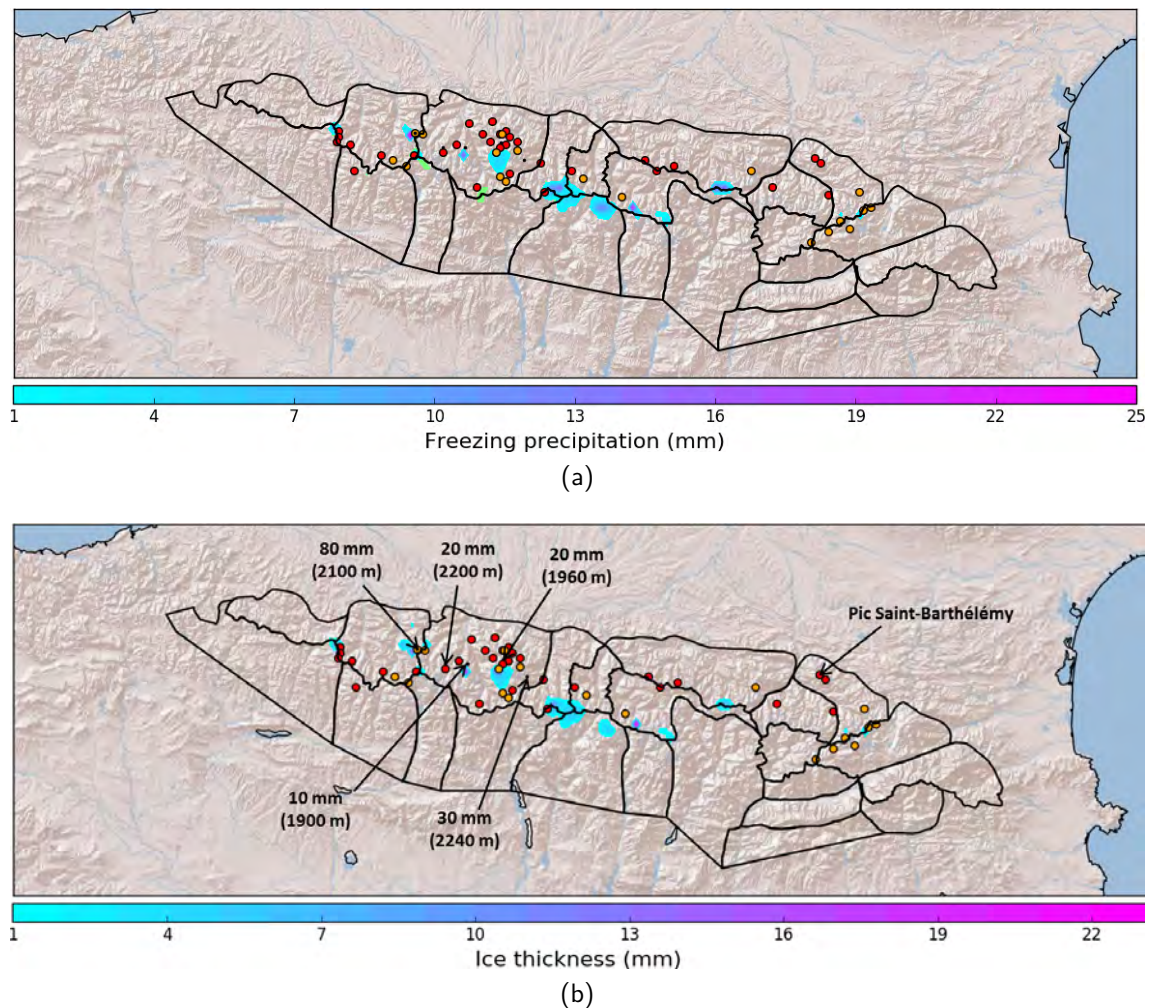


FIGURE 5.14 – (a) Freezing precipitation between 5 January 2012, 12 UTC, and 6 January 2012, 6 UTC, simulated by AROME with FPD over the Pyrenees. Light green indicates pixels with FPD but precipitation amount lower than 1 mm. (b) Ice thickness in the first 5 cm of the snowpack, same period and domain, simulated by Crocus-ice driven by AROME with FPD. Red dots : accident reports. Orange dots : mountaineers' observations. Arrows : measurements of ice layer thickness.

5.7 Discussion

5.7.1 Limitations of the methods

The methods introduced in this paper are a first step to improve the prediction of ice layer formation due to freezing precipitation in the Pyrenees, which remains poorly known and simulated. They rely on simplifications, and thus imply limitations, which are discussed here.

5.7.1.1 Limitations of the diagnostics

The atmospheric diagnostic was introduced because AROME does not simulate freezing precipitation events in mountains. A similar behaviour was identified for the WRF atmospheric model when simulating freezing drizzle formation in mountainous terrain (Fernández-González et al., 2015). In our study, the diagnostic is based on usual atmospheric conditions close to the ground during freezing precipitation formed through the process of collision-coalescence of supercooled cloud droplets. The occurrence of these events is detected with good scores. Nevertheless, the precipitation rate deduced from this diagnostic is subject to a large uncertainty. In this study, we made the choice to precipitate both solid and liquid precipitation in the form of freezing precipitation when the diagnostic occurs. This assumption has limitations since the amount of total precipitation during the occurrence of the diagnostic may not correspond to the real rate of freezing rain produced by collision-coalescence which is not accurately simulated by AROME. Instead, AROME tends to simulate solid precipitation, as shown for the event of January 2012.

Two different diagnostics were proposed using AROME cloud water content and 2-m temperature : the freezing precipitation alert (FPA) and the freezing precipitation diagnostic (FPD). The FPA was proposed to be used by forecasters to detect the main freezing events whereas the FPD aims at providing an estimation of the amount of freezing precipitation. The better scores of the FPA with a high LWC threshold may be due to the fact that very high LWC are reached punctually during freezing precipitation events, but so high LWC do not include the whole episode. Therefore, the FPA is an indication that an intense and large-scale (i.e. important enough to be reported by skiers) event is going to occur, but it gives no information on the amount of precipitation and spatial extent of the episode. For these purposes, the FPD is a better indication, but it gives many false alarms at the seasonal scale. It needs to be combined with an estimation of ice layer thickness to provide relevant results. We showed these false alarms are reduced by the use of Crocus-ice, but the FAR remains high. It can be partly explained by the

fact that the observation database underestimates the occurrences by construction : all events are not necessarily reported by skiers, particularly if the weather is bad or if the ice formation is local.

Finally, the diagnostics could integrate other variables. However, adding a threshold on solid hydrometeor content (related to snow formation, Sect. 5.3.1) to the diagnostics, as in Fernández-González et al. (2015), did not show clear benefits in our case and was not presented in Sect. 5.6.1.1. Considering the whole vertical profile of hydrometeor contents may be more informative, and could help to confirm the FPA for forecasters.

5.7.1.2 Limitations of Crocus-ice modelling

The ice layer formation simulated by Crocus-ice provided a realistic representation of the snowpack stratigraphy, but requires further assessment. In particular, the simple water transport scheme of Crocus does not enable to represent the possible impermeability of ice to water flows. The ice thickness might thus be underestimated in Crocus-ice, with an excess of percolation. To tackle this issue, the water percolation scheme solving Richards equation recently implemented in Crocus by D'Amboise et al. (2017) could be associated to Crocus-ice. This approach was used by Wever et al. (2014, 2016) to simulate ice formation inside the snowpack.

5.7.2 Limitations of the observation database

The lack of conventional observations like snowpack vertical profiles limits the validation of the modelled snowpack simulations by Crocus-ice. This issue highlights the need for an extensive campaign of measurements to study ice layer formation and evolution, including measurements of the ice layer density (Watts et al., 2016), its albedo (to add a specific parameterization for ice in Crocus), the subsequent snowpack mechanical properties and observations of the persistence of ice in the snowpack during the whole winter season.

The use of a crowd-sourced observation database is rare in snowpack studies (e.g. Tremper and Diegel, 2014; Hendrikx and Johnson, 2016). But the specificity of the phenomenon studied here and the lack of conventional observations made it an interesting opportunity to use the large amount of data available in the mountaineering Internet communities.

For this study, reports from mountaineers and skiers contained usable information since the presence of a pure ice layer on the surface of the snowpack is easy to identify for a skier. The key words used to filter the reports are specific enough to discriminate a pure ice layer from hard snow surface. Pictures in the reports usually confirmed the selection.

The identification of ice layers in spring may be more difficult due to the usual presence of a morning melt-freeze crust, but also the higher temperatures which make the ice disappear faster. It may explain the worse detection scores in April-May (Fig. 5.11).

The main limitation is the spatial distribution of the observations, which is skewed by the difference in attendance of Pyrenean massifs : the massif of Haute-Bigorre (Fig. 5.3) is highly frequented by mountaineers and skiers, hence a high number of reports, while very few observations are available for the Couserans massif (Fig. 5.3), which is much less frequented.

5.8 Conclusion

Freezing precipitation on the snowpack is observed by mountain forecasters in the Pyrenees at least once per winter season. These particular meteorological events have high impacts since they may form a pure ice layer on the surface, leading to several accidents and fatalities amongst skiers and mountaineers. This paper addressed the issue of forecasting freezing precipitation on the snowpack in mountainous terrain and modelling the associated ice layer formation. To this end, we used AROME, the operational NWP system of Météo-France, and Crocus, the detailed snowpack model used for operational avalanche hazard forecasting in French mountains. To counterbalance the lack of conventional observations, the observation dataset was built on crowd-sourcing, from online reports from the communities of mountaineers and back-country skiers, as well as rescue service reports.

Given that the studied freezing precipitation is formed through a process of collision-coalescence of supercooled cloud droplets, a simple atmospheric diagnostic of freezing precipitation was introduced, based on a threshold of liquid water content at 100 m above ground together with negative 2-m temperatures. These threshold were determined with a sensitivity study, through comparisons with observations from the crowd-sourced database from 2010 to 2015. A FPA (freezing precipitation alert) was defined with a high LWC threshold of 0.6 g kg^{-1} to assist forecasters identify large-scale and intense events over the Pyrenees, with good detection scores and very few false alarms. It is a complementary tool to the analysis of the synoptic conditions that favour freezing precipitation in the Pyrenees. A FPD (freezing precipitation diagnostic) was also defined with a lower LWC threshold of 0.4 g kg^{-1} to determine the amount of freezing precipitation. The FPD was used to modify AROME precipitation phase in the atmospheric forcing for snowpack simulations. The entire precipitation (solid+liquid) was converted into freezing precipitation when the FPD occurs.

In addition to the state of the atmosphere close to the ground, the state of the snow-

pack surface is crucial for the formation of ice. In particular, the energy sinks (conductive flux towards the snow, latent and sensible heat fluxes towards the atmosphere) must be high enough to counterbalance the latent heat released through solidification. The modelling of ice layer formation due to freezing precipitation was implemented in Crocus, including the energy budget associated with supercooling rupture and the parameterization of pure ice layers. Snowpack simulations were performed with this new version, driven by AROME forecasts modified by the FPD. They showed that the main ice layers were represented, while some FPD were not associated with surface conditions that enable the formation of ice. The study of the event of 5-6 January 2012 exhibited a correct match of the spatial distribution of the diagnostic and associated ice layer formed by Crocus-ice with the observations, even though the spatial extent was underestimated. The altitudinal distribution was in good adequation.

This study is a first step towards a better forecast of the formation of the ice layer on the snowpack due to supercooled precipitation, using existing operational tools. The successful modelling of surface ice formation remains limited by the underestimation of the amount of freezing precipitation when a diagnostic is given. Snowfalls immediately following a diagnostic should also be partly included in the freezing precipitation quantities. This issue can only be tackled by improvements of the cloud microphysical scheme used in AROME to better handle freezing precipitation formed by collision-coalescence, which could be the case with the newly developed microphysical scheme LIMA (Vié et al., 2016). The most recent version of AROME, operating at 1.3-km resolution (Brousseau et al., 2016), may also improve the spatial distribution of freezing precipitation with a more accurate description of the topography. Finally, the new modelling of surface ice formation within Crocus-ice suggests further explorations of the impact of an ice layer on the simulated snowpack stratigraphy, particularly in terms of grain types and mechanical properties. Indeed, an ice layer may have a long-term influence on the stratigraphy after being covered by fresh snowfalls, like a stabilizing effect or the formation of faceted crystals or depth hoar in the immediate vicinity of the ice (Moroz, 2002; Jamieson, 2006; Hammonds et al., 2015; Hammonds and Baker, 2016). Surface ice formation modelled by Crocus-ice could then improve the general knowledge of snowpack stratigraphy and stability during the whole winter season, in addition to the immediate warning of dangerous surface conditions.

Acknowledgements

The authors are grateful to the Camptocamp community (www.camptocamp.org), and particularly to all the mountaineers sharing their observations of the snowpack and weather in their reports. We also thank the three anonymous reviewers who helped greatly

to improve the manuscript, M. Lafaysse, M. Dumont and S. Morin (CNRM/CEN) for help and discussions and Jean-Antoine Maziejewski (Météo-France) for English editing. CNRM/CEN is part of LabEx OSUG@2020 (ANR10 LABX56).

5.9 Impact sur la stratigraphie

Comme nous venons de le voir, la présence de glace vive en surface du manteau neigeux est dangereuse pour les skieurs de randonnée et alpinistes. Il est donc nécessaire de prévoir leur formation. Mais une couche de glace peut aussi avoir une influence à long terme sur la stratigraphie du manteau neigeux, après avoir été recouverte de neige. En termes de risques d'avalanches, si une couche de glace en surface est suffisamment épaisse pour ne pas casser sous les skis (comme c'est le cas pour l'épisode du 5-6 janvier 2012), elle a un effet stabilisateur immédiat. De même, une fois enfouie, elle peut empêcher une rupture par surcharge dans une couche fragile sous-jacente. Mais sa présence a également un effet sur la microstructure des couches voisines. Moroz (2002) rapporte ainsi un épisode de pluie verglaçante formant une épaisse couche de glace en début de saison hivernale dans les montagnes du Colorado : il montre son influence sur la stabilité du manteau neigeux durant toute la saison, avec notamment la formation de faces planes au-dessus et en-dessous de la croûte. La formation accrue de faces planes ou de givre de profondeur à proximité des croûtes est également soulignée par Jamieson (2006). Cet effet est d'autant plus marqué pour une couche de glace épaisse. Deux facteurs principaux y contribuent. Tout d'abord, une couche de glace est imperméable aux flux verticaux de vapeur. Cette imperméabilité force la condensation immédiatement sous la glace, ce qui accroît localement le processus de facettage des grains causé par le flux vertical de vapeur. Cette couche fragile potentielle est néanmoins enfouie sous la glace et donc plus difficilement mobilisable par surcharge. En second lieu, la glace a une conductivité thermique bien supérieure à celle de la neige ($2.2 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ pour de la glace à 273 K, contre des valeurs s'étageant de $0.05 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ pour de la neige fraîche peu dense à $0.8 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ pour des grains ronds très denses; Yen, 1981; Calonne et al., 2011). Cette discontinuité génère un gradient de température accru à proximité immédiate de la glace, favorisant le facettage des grains. Hammonds et al. (2015) et Hammonds and Baker (2016) ont ainsi mis en évidence des gradients de température près de 40 fois supérieurs au gradient moyen du manteau neigeux sur une épaisseur millimétrique au-dessus et en-dessous de la glace.

Afin d'étudier la représentation de la glace et de son influence sur la stratigraphie du manteau neigeux par Crocus-ice, on réalise deux expériences de simulation du manteau neigeux au point A (42.65°N , 0.65°E , 2563 m, Fig. 5.3) sur la saison 2011/2012. La première simulation ('REF') sert de référence et est alimentée par le forçage AROME classique. La seconde simulation ('ICE') est alimentée par un forçage AROME où les précipitations solides du 05/01/2012, 15 h UTC, au 06/01/2012, 6 h UTC, sont converties en pluie (la température près de la surface étant négative durant cette période,

Fig. 5.6). Le forçage ainsi obtenu simule de façon réaliste les quantités de précipitations surfondues de l'épisode du 5-6 Janvier 2012, ceci afin de faire abstraction des erreurs sur les quantités de précipitations issues du diagnostic développé.

Ainsi, sur la Fig. 5.15 où est représentée l'évolution de la densité des couches pour la simulation 'ICE', on distingue, au 5 Janvier 2012, la formation d'une couche de densité nettement supérieure (917 kg m^{-3} , en bleu foncé), persistant jusqu'à la fonte du manteau neigeux.

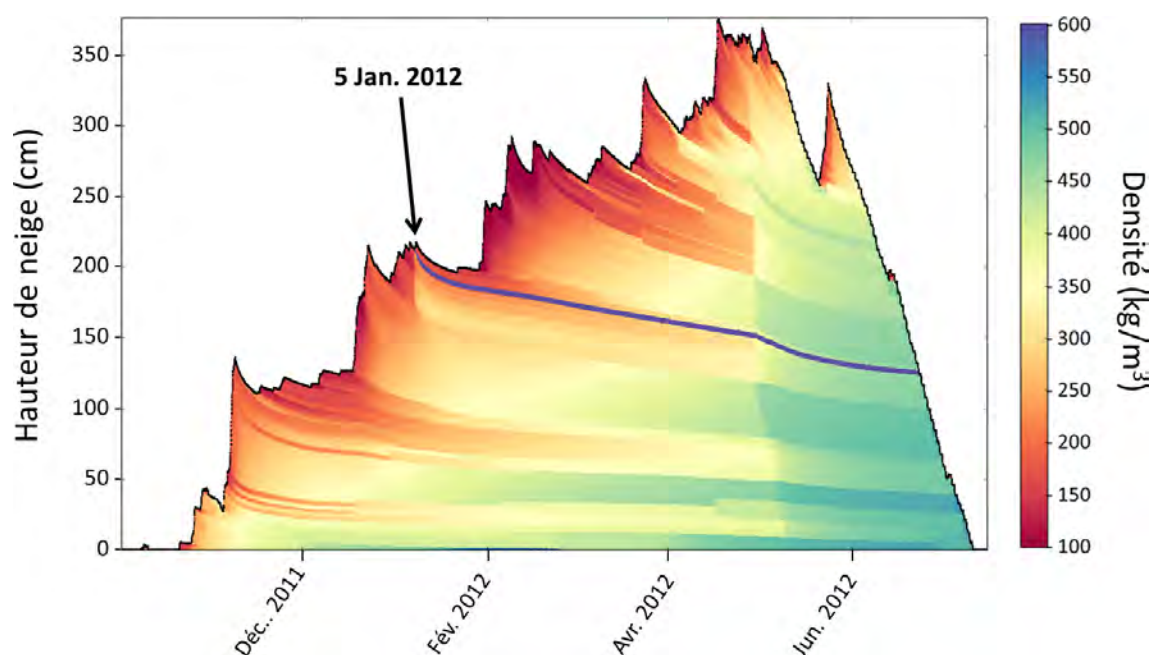


FIGURE 5.15 – Evolution de la hauteur (en cm) et de la densité (en kg m^{-3}) du manteau neigeux au point A (42.65°N , 0.65°E , 2563 m, Fig. 5.3) simulée par Crocus-ice, avec un forçage issu des prévisions d'AROME et correction de la phase des précipitations le 5-6 Janvier 2012 (simulation 'ICE').

La résistance à l'enfoncement des couches est tracée en Fig. 5.16 pour la simulation 'ICE'. Cette variable est calculée à partir du type de grains et de la densité de la couche. On constate logiquement une résistance à l'enfoncement bien plus élevée au niveau de la couche de glace (environ 70 daN). Il est à noter que cette couche est surmontée d'une couche de très faible résistance ($< 10 \text{ daN}$).

La Figure 5.17 représente l'évolution du type de grains sur toute l'épaisseur du manteau neigeux pour les simulations 'REF' (en haut) et 'ICE' (en bas). Sur la simulation 'ICE', on peut noter l'apparition d'une couche de glace (IF, en violet²) le 05/01/2012, d'une épaisseur d'environ 5 cm, surmontant des couches de grains ronds

2. La couleur attribuée par convention aux formations de glace est le cyan (Fierz et al., 2009). Elle a été changée en violet sur la Fig. 5.17 pour mieux distinguer la glace des faces planes adjacentes.

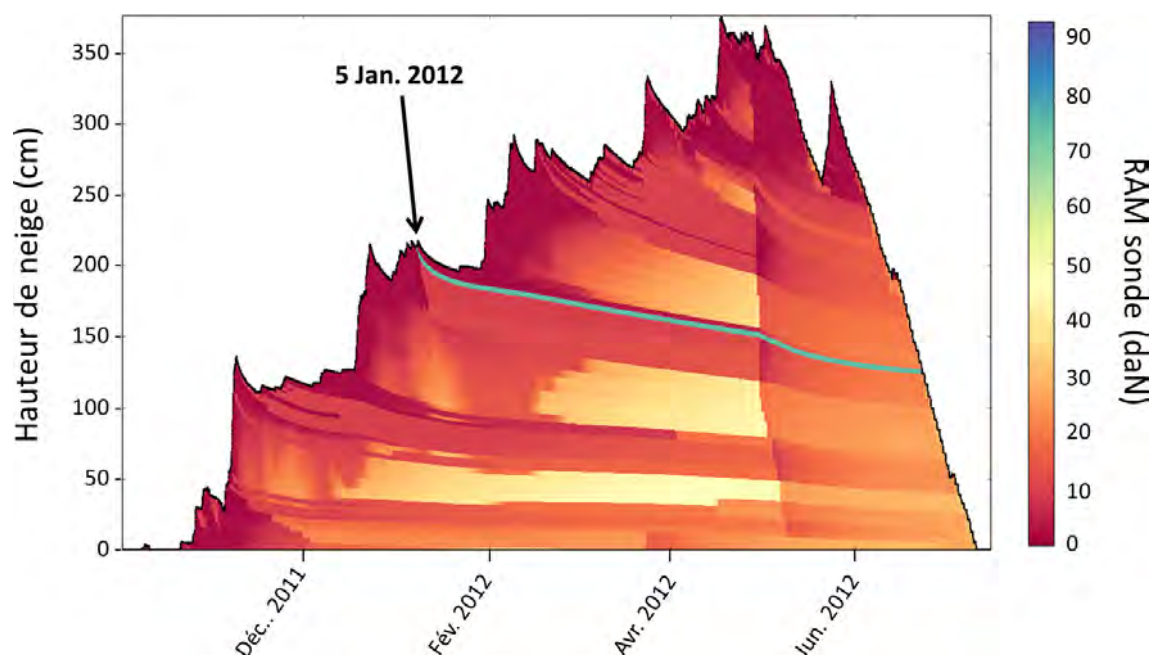


FIGURE 5.16 – Evolution de la hauteur (en cm) et de la résistance à l'enfoncement (RAM sonde, en daN) du manteau neigeux au point A (42.65°N, 0.65°E, 2563 m, Fig. 5.3) pour la simulation 'ICE'.

(MF, en rouge) formés par percolation d'eau liquide simultanée à la formation de la glace. L'imperméabilité de la glace, une fois formée, à la percolation d'eau liquide est probablement sous-estimée par Crocus-ice, bien qu'elle ait été paramétrée par une rétention d'eau accrue dans les deux premiers centimètres de neige pendant la précipitation. L'eau liquide pourrait en réalité stagner en surface (ou s'écouler en surface le long de la pente) puis geler plus tard. Une campagne d'observations dédiée et des expériences en chambre froide permettraient de mieux le comprendre. Par ailleurs, le schéma de percolation simple de Crocus montre ses limites pour des situations aussi spécifiques. Il pourrait par exemple être amélioré en suivant l'approche développée par Wever et al. (2014) et Wever et al. (2016) dans SNOWPACK, en résolvant les équations de Richards. Ces développements dans SNOWPACK ont notamment servi à l'étude de la formation de couches de glace au niveau des barrières de capillarité (Wever et al., 2016). De tels développements dans le modèle Crocus ont été initiés par D'Amboise et al. (2017).

Par ailleurs, on remarque une apparition plus précoce de faces planes (FC, en bleu clair) pour la simulation 'ICE' que pour la simulation 'REF', au-dessus de la couche de glace. Cette couche, mêlée à du givre de profondeur (type de grain secondaire qui n'est pas montré ici), persiste au-dessus de la glace durant toute la saison jusqu'à l'humidification totale du manteau neigeux.

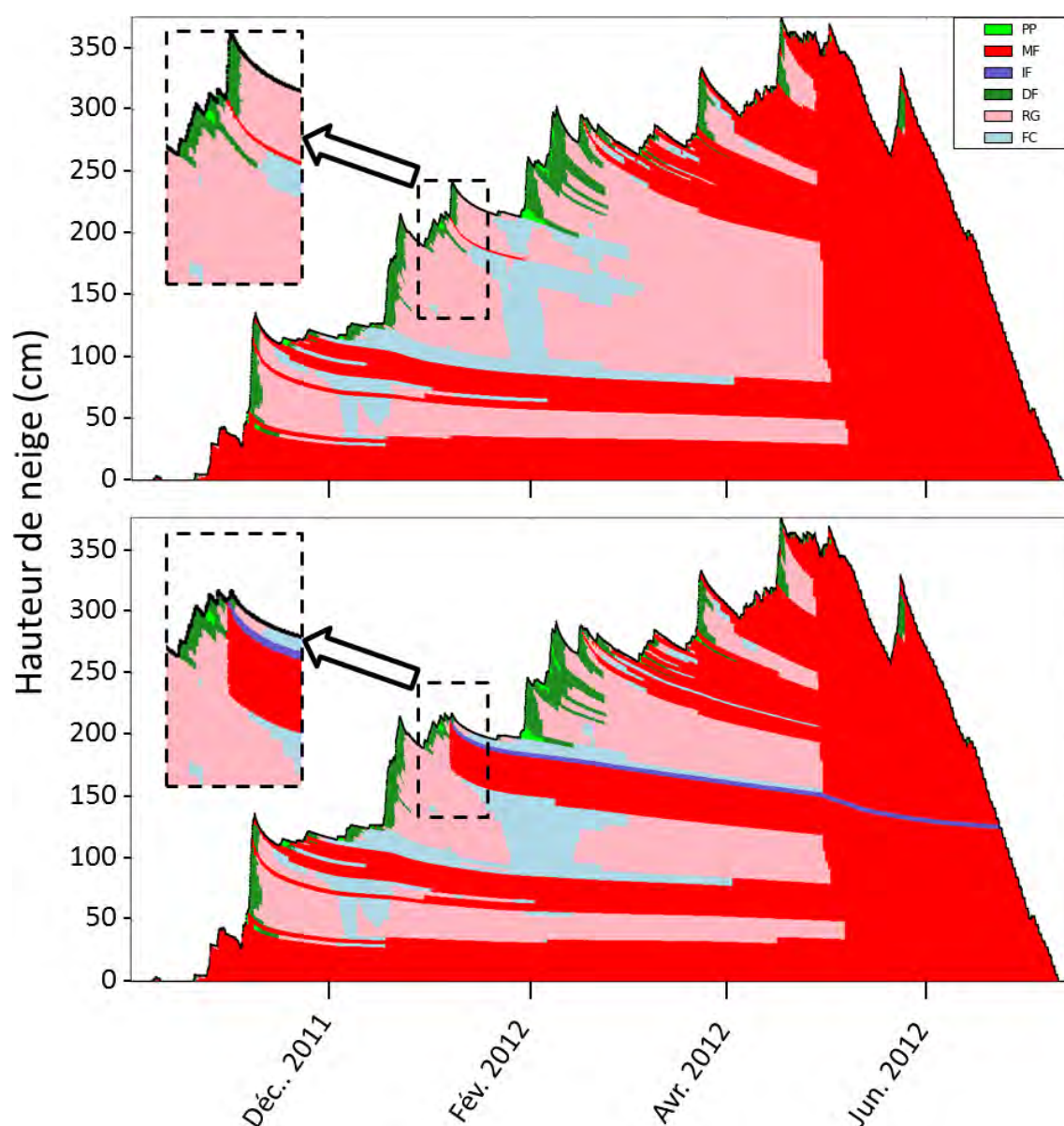


FIGURE 5.17 – Evolution de la hauteur de neige (en cm) et du type de grain principal (selon la classification de Fierz et al. (2009), IF en violet pour un meilleur contraste visuel) au point A (42.65°N , 0.65°E , 2563 m, Fig. 5.3) pour la simulation 'REF' (en haut) et la simulation 'ICE' (en bas). PP : Precipitation Particles (neige fraîche), MF : Melt Forms (grains ronds), IF : Ice Forms (formations de glace), DF : Decomposing and Fragmented precipitation particles (particules reconnaissables), RG : Rounded Grains (grains fins), FC : Faceted Crystals (faces planes).

L'étude des profils stratigraphiques permet d'apporter des indications complémentaires éclairant ces résultats. La Figure 5.18 représente l'évolution verticale de différentes propriétés physiques du manteau neigeux (température, contenu en eau liquide, densité, résistance à l'enfoncement, SSA, types de grains primaires et secondaires) au 11/01/2012, 0h UTC, soit cinq jours après l'épisode de précipitations verglaçantes. Quelques centimètres de neige se sont déposés sur la couche de glace. La température de surface de la neige atteint -29°C , ce qui génère un très fort gradient de température sur les 40 premiers centimètres du manteau neigeux environ. Ce gradient est particulièrement marqué au-dessus de la glace. L'évolution verticale de la température présente néanmoins une rupture au niveau de la glace, avec un gradient presque nul du fait de la forte conductivité thermique de la glace. Cette rupture accroît le gradient moyen dans les couches de neige voisines par rapport à la simulation 'REF', où la glace est remplacée par une épaisse couche de neige de faible conductivité thermique. On observe ainsi un début de facettage des grains voisins de la glace (grains secondaires de type faces planes pour les grains fins au-dessus et les grains ronds en-dessous). En revanche, l'effet de sur-gradient à échelle millimétrique montré par Hammonds et al. (2015) ne peut pas être simulé par Crocus : cela nécessiterait une discrétisation sous-millimétrique des couches à proximité de la glace, au détriment de la stabilité numérique de la simulation. En outre, l'imperméabilité de la glace aux flux de vapeur n'est pas représentée car Crocus ne simule pas explicitement les flux de vapeur. Le facettage des grains est donc probablement sous-estimé par Crocus, bien qu'il soit représenté au premier ordre, par augmentation du gradient moyen de température.

La représentation de la formation de glace par Crocus-ice implique toutefois des différences marquées de structure verticale entre les simulations 'REF' et 'ICE'. Un exemple est fourni au début du printemps, le 01/04/2012, 0h UTC, pour la simulation 'ICE' (Fig. 5.19) et la simulation 'REF' (Fig. 5.20). En Figure 5.19, on observe que la couche de glace est toujours présente, surmontée d'une couche de faces planes et de givre de profondeur de faible résistance à l'enfoncement, elle-même surmontée de plusieurs couches de grains fins de plus forte résistance à l'enfoncement. On retrouve donc en fin de saison une structure de plaque qui, dans ce cas particulier, est probablement suffisamment enfouie (au-delà d'un mètre de profondeur) pour être sollicitée par surcharge. Cette structure peut être rapprochée de celle rapportée par Moroz (2002) dans le Colorado : sur une couche de glace formée début janvier 2002 étaient apparues des faces planes, à l'origine d'importantes avalanches début avril. En comparaison, la simulation 'REF' (Fig. 5.20) présente à la même profondeur une épaisse superposition de couches de grains fins de propriétés physiques relativement homogènes.

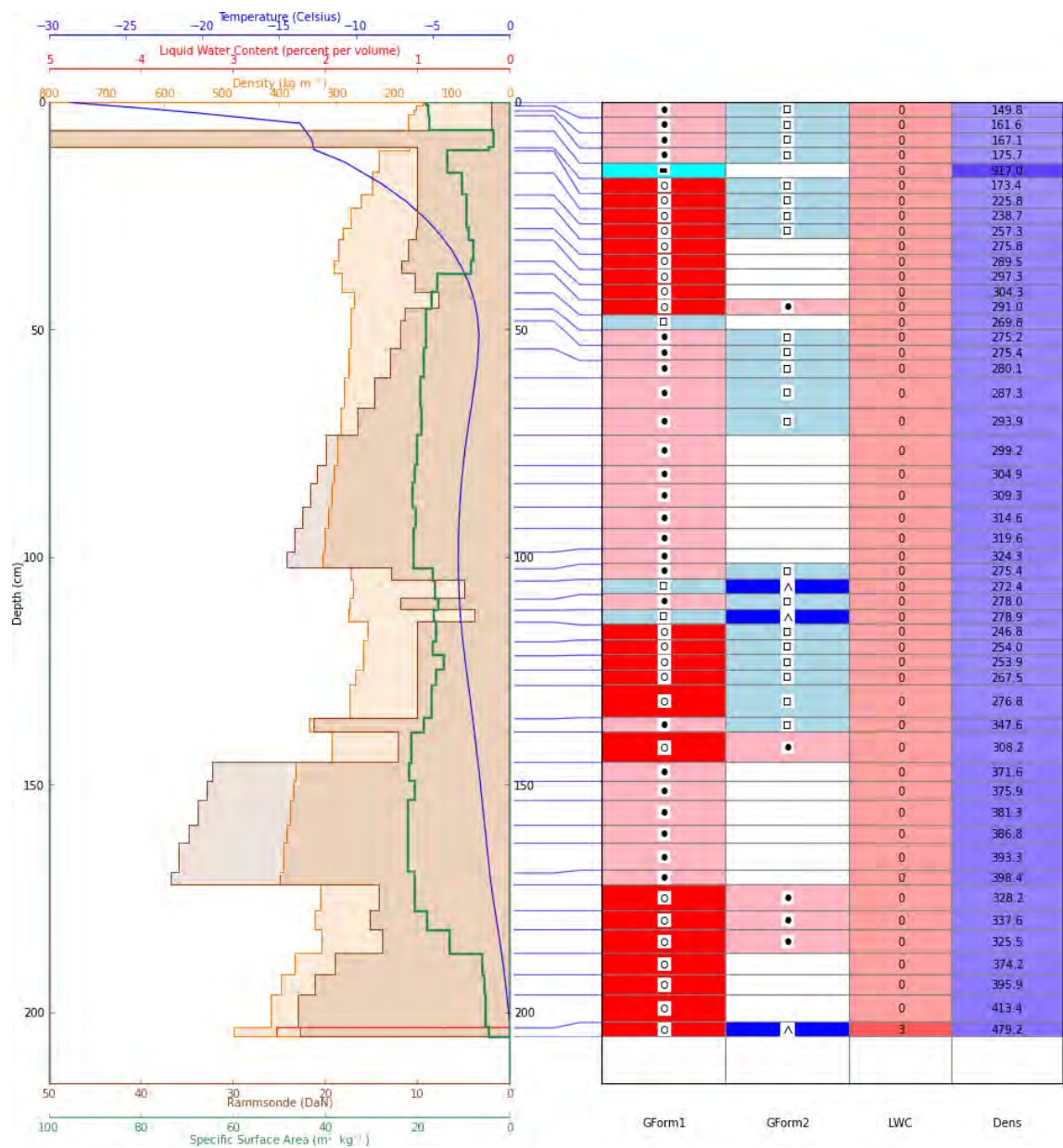


FIGURE 5.18 – Stratigraphie du manteau neigeux de la simulation 'ICE' le 11/01/2012, 0 h UTC. Température en bleu, contenu en eau liquide en rouge, densité en orange, résistance à l'enfoncement (RAM sonde) en marron, SSA en vert. GForm1 : type de grain primaire, GForm2 : type de grain secondaire. Les symboles des grains suivent la classification de Fierz et al. (2009).

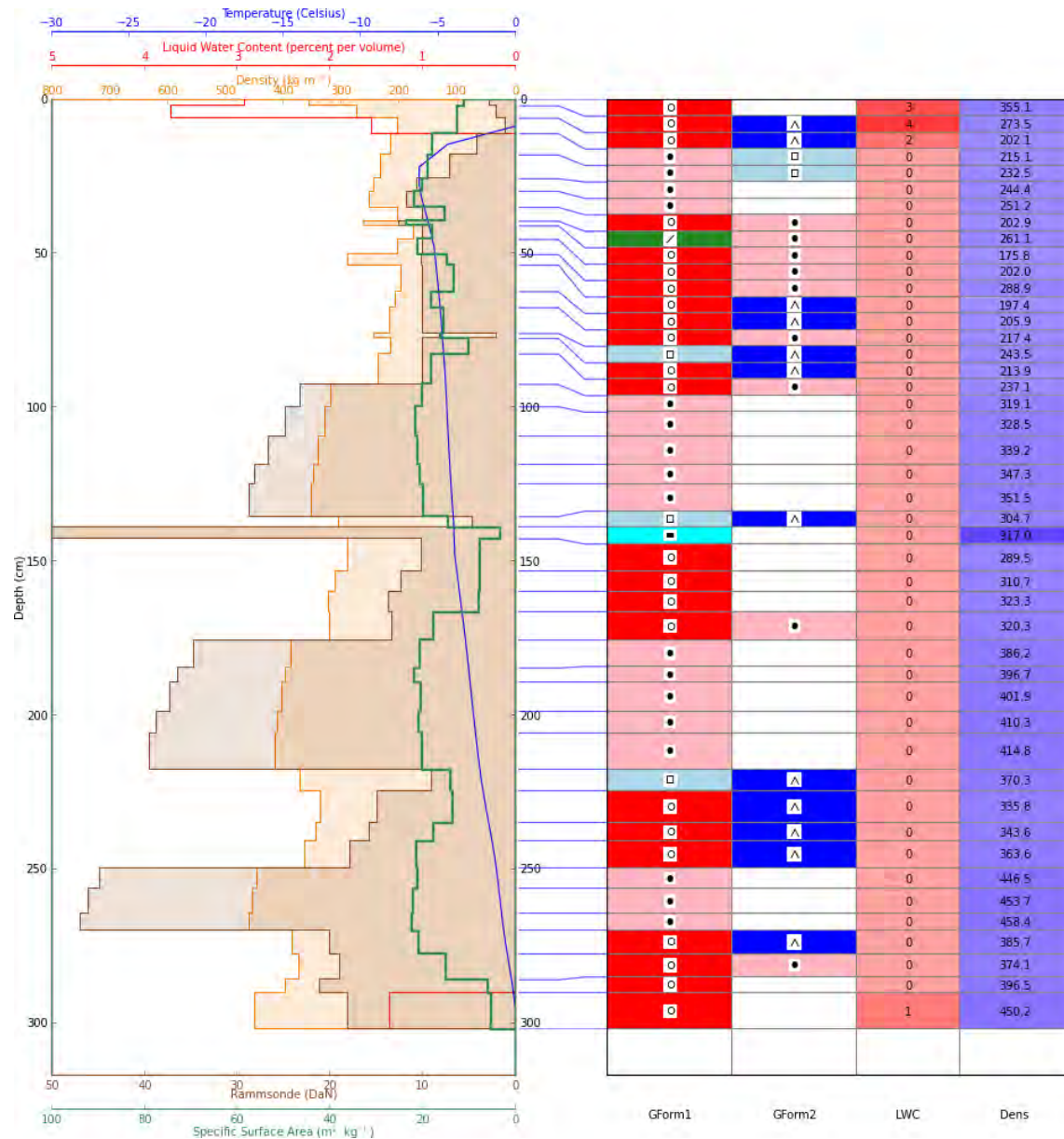


FIGURE 5.19 – Stratigraphie du manteau neigeux de la simulation 'ICE' le 01/04/2012, 0 h UTC. Température en bleu, contenu en eau liquide en rouge, densité en orange, résistance à l'enfoncement (RAM sonde) en marron, SSA en vert. GForm1 : type de grain primaire, GForm2 : type de grain secondaire. Les symboles des grains suivent la classification de Fierz et al. (2009).

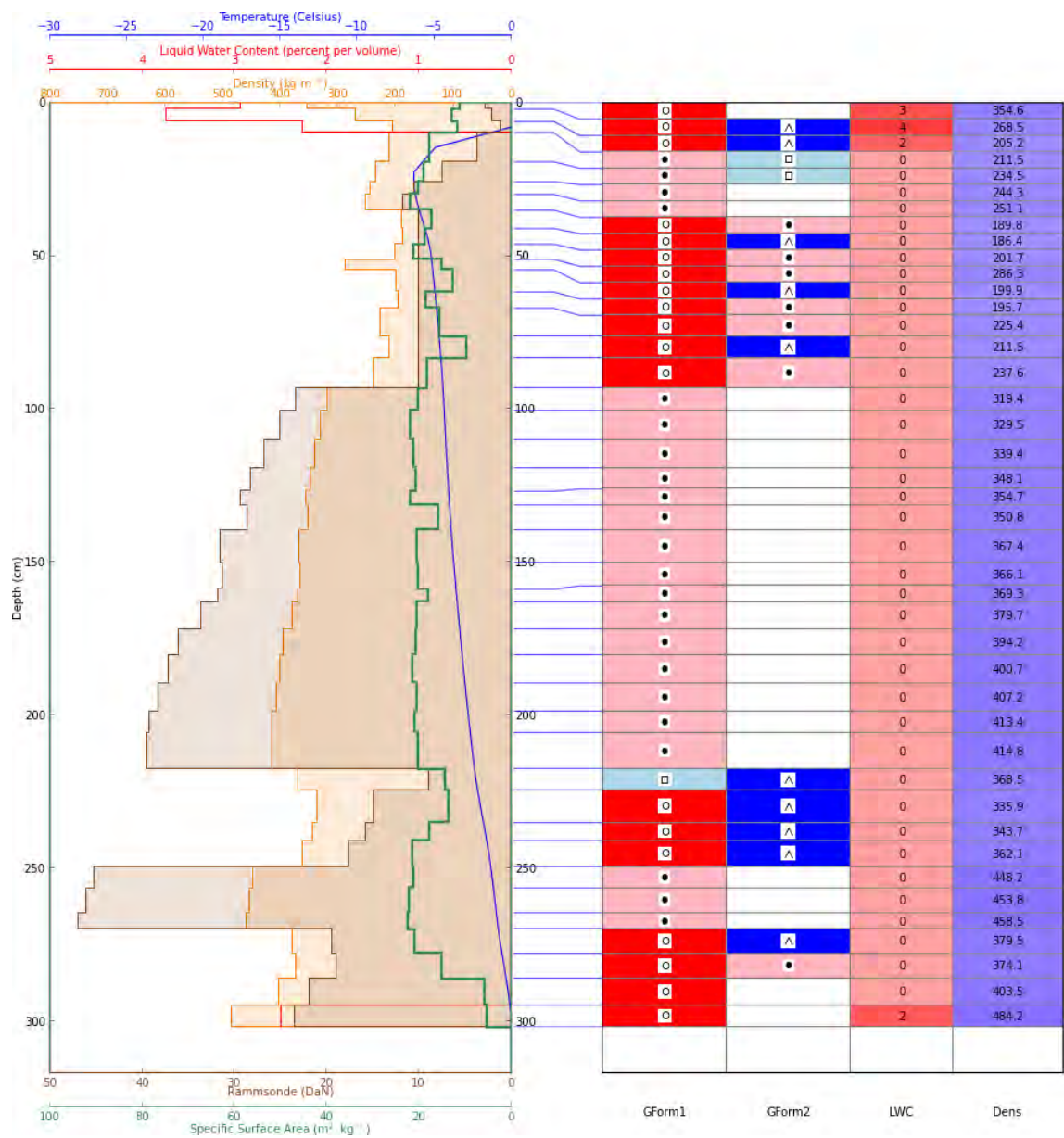


FIGURE 5.20 – Stratigraphie du manteau neigeux de la simulation 'REF' le 01/04/2012, 0 h UTC. Température en bleu, contenu en eau liquide en rouge, densité en orange, résistance à l'enfoncement (RAM sonde) en marron, SSA en vert. GForm1 : type de grain primaire, GForm2 : type de grain secondaire. Les symboles des grains suivent la classification de Fierz et al. (2009).

En conclusion, modéliser la formation de glace par Crocus-ice améliore l'information sur l'état de stabilité du manteau neigeux pour la prévision d'avalanches, car la seule présence d'une couche de glace (au lieu d'une couche de neige prévue à tort) modifie considérablement la stabilité. La percolation d'eau liquide sous la glace est probablement surestimée, alors que le facettage des grains à proximité de la glace n'est que partiellement représenté. A l'avenir, le suivi des couches de glace au cours de la saison devrait fournir davantage d'observations pour valider ces simulations.

5.10 Synthèse du chapitre

Dans ce chapitre, nous avons exploré le potentiel des modèles AROME et Crocus pour la prévision et la modélisation des événements de précipitations verglaçantes formant une couche de glace en surface du manteau neigeux dans les Pyrénées. Malgré le risque que ces événements constituent pour les pratiquants de montagne hivernale, ils ne sont pas prévus à l'heure actuelle par les systèmes opérationnels de modélisation. Plusieurs méthodes originales ont été introduites, qui ont ensemble permis de répondre à cette problématique :

- Une base de données d'observations constituée de comptes-rendus de skieurs de randonnée et alpinistes et couvrant la période 2010-2015 a offert une alternative au réseau conventionnel d'observations, d'utilité limitée pour la détection des couches de glace. Une première climatologie du phénomène à l'échelle des Pyrénées a été esquissée : 4 épisodes d'ampleur ont lieu en moyenne chaque année dans les Pyrénées, pour la plupart entre janvier et mars.
- Si AROME ne prévoit pas explicitement ces précipitations surfondues formées par collision-coalescence de gouttelettes à température négative, son schéma de microphysique nuageuse fournit toutefois des indications pertinentes sur les processus en jeu. Deux diagnostics différents ont ainsi été développés à partir d'un seuil minimal sur le contenu en eau liquide nuageuse (incluant gouttelettes nuageuses et gouttes de pluie) associé à des températures à 2 m négatives. Ces diagnostics ont été déterminés par une étude de sensibilité des seuils par comparaison à la base de données d'observations sur 5 ans. Le premier diagnostic est un diagnostic d'alerte d'épisode étendu et intense à l'échelle des Pyrénées et se base sur un seuil d'eau liquide nuageuse de 0.6 g kg^{-1} . Il s'agit d'un outil utilisable par les prévisionnistes, dont on a montré les bons scores de détection (81% des événements observés sont diagnostiqués) et le faible taux de fausses alarmes (23% des diagnostics). Un second diagnostic a été développé en se basant sur un seuil d'eau liquide nuageuse de 0.4 g kg^{-1} : ce dernier doit permettre de diagnostiquer les quantités de

précipitations associées à un épisode, en convertissant aux instants diagnostiqués toutes les précipitations prévues par AROME en précipitations verglaçantes. Cette méthode d'estimation tend néanmoins à sous-estimer les précipitations, et donc l'épaisseur de glace formée.

- Une modélisation physique de la formation de glace en surface du manteau neigeux par précipitations surfondues a été implémentée dans le modèle Crocus. La nouvelle version du modèle, nommée Crocus-ice, a permis de réaliser des simulations distribuées sur les Pyrénées pendant la période 2010-2015, en utilisant les prévisions d'AROME et le diagnostic de précipitation verglaçante en forçage atmosphérique. Les principales couches de glace d'une saison sont bien simulées, et la distribution spatiale de la glace de surface simulée le 5-6 janvier 2012 correspond bien à la localisation des observations, malgré une sous-estimation des épaisseurs de glace. Nous avons vu par la suite que la simulation des couches de glace par Crocus-ice avait un impact cohérent sur la stratigraphie simulée au cours de toute une saison, avec notamment la formation accrue de grains à faces planes au-dessus de la glace, par effet de gradient thermique. Cette modélisation demande cependant à être validée par une campagne d'observations des couches de glace.

En conclusion, nous avons vu que le schéma de microphysique nuageuse d'AROME conférait à la chaîne de modélisation nivo-météorologique une valeur ajoutée claire pour la prévision d'évènements à enjeu, tels que les précipitations verglaçantes en montagne. Associé à la nouvelle modélisation de formation de couches de glace dans Crocus, le diagnostic proposé permet d'avertir les montagnards de risques inhabituels et de simuler l'impact à long terme de ces évènements sur le manteau neigeux saisonnier et sa stabilité. Ces résultats pourraient être utilisés à l'avenir dans le cadre de la prévision nivologique opérationnelle.

Conclusion générale et perspectives

L'objet de ce travail de thèse est d'évaluer l'apport des prévisions à échelle kilométrique du modèle météorologique AROME pour la modélisation du manteau neigeux en zones de montagne. Cette problématique a été abordée selon trois axes complémentaires, dont nous allons faire ici la synthèse, avant de proposer un ensemble de perspectives à ce travail.

Synthèse des travaux menés

Le manteau neigeux en montagne constitue un objet d'étude à enjeu, tant pour les risques qu'il induit que pour les ressources qu'il offre, ainsi que pour ses interactions avec les systèmes biophysiques et climatiques. A ce titre, il est essentiel de connaître et prévoir sa variabilité en terrain complexe. Dans les massifs montagneux français, la prévision nivologique opérationnelle s'appuie actuellement sur la chaîne de modèles SAFRAN-Crocus qui simule le manteau neigeux par une spatialisation semi-distribuée. Celle-ci présente des limites pour représenter la variabilité des conditions météorologiques et nivologiques au sein d'un massif. Dans ces travaux, nous nous sommes proposés d'expérimenter une approche distribuée en utilisant les prévisions d'AROME à une résolution horizontale de 2.5 km pour alimenter Crocus. La physique non-hydrostatique et la résolution kilométrique d'AROME en font un bon candidat pour améliorer la variabilité spatiale du forçage atmosphérique en montagne. Les performances de la chaîne de modélisation nivo-météorologique AROME-Crocus ont été étudiées à l'échelle de plusieurs saisons hivernales et à l'échelle d'événements à fort enjeu nivologique.

Dans un premier temps, nous avons évalué les simulations AROME-Crocus sur les Pyrénées au cours d'une période de quatre ans (2010-2014). Cette évaluation a été menée par comparaison avec des simulations Crocus alimentées par des réanalyses de SAFRAN, des observations in-situ de hauteur de neige, SWE et précipitations, et des images satellitaires de la fraction de couvert neigeux tirées du capteur MODIS. On a ainsi mis en évidence un fort biais positif des hauteurs de neige pour AROME-Crocus, particulièrement marqué sur les contreforts atlantiques de la chaîne pyrénéenne. Par une

étude des variations journalières de hauteur de neige et de SWE, on a montré que ce biais positif était en partie explicable par une sous-estimation des processus d'ablation, du fait d'une absence de simulation de l'érosion éolienne et d'une sous-estimation des fortes fontes. De même, le tassement du manteau neigeux est sous-estimé par Crocus. En contrepartie, les fortes accumulations de neige sont elles aussi sous-estimées, mais dans une moindre mesure que SAFRAN-Crocus. De plus, la distribution spatiale de la couverture de neige à l'échelle des Pyrénées présente une meilleure adéquation aux images satellitaires MODIS pour AROME-Crocus que SAFRAN-Crocus, du fait d'une meilleure représentation des effets orographiques sur les chutes de neige. Les prévisions opérationnelles d'AROME présentent donc des apports clairs pour la modélisation du manteau neigeux, mais le cumul des erreurs de prévision météorologique au cours d'une saison hivernale peut aboutir à des biais marqués en termes de hauteurs de neige.

Dans un second temps, nous avons concentré notre étude sur le forçage radiatif des simulations de manteau neigeux. Constitué des rayonnements solaire et grandes longueurs d'ondes incidents, c'est un élément clé du bilan d'énergie et de masse du manteau neigeux. Nous nous sommes donc intéressés à l'apport potentiel des produits satellitaires de rayonnement de LSA SAF (Satellite Application Facility on Land Surface Analysis), qui utilisent des observations de masque nuageux et de réflectance du sommet de l'atmosphère issues des radiomètres SEVIRI à bord des satellites Meteosat Seconde Génération. Les produits LSA SAF sont calculés par combinaison de ces observations avec des prévisions numériques de variables atmosphériques proches de la surface. Ils présentent l'avantage d'une fréquence temporelle semi-horaire et d'une résolution horizontale de 3 km : ils semblent donc particulièrement adaptés au forçage atmosphérique de simulations du manteau neigeux distribuées à échelle kilométrique en montagne. Pour vérifier cette hypothèse, nous avons d'abord évalué ces produits, ainsi que les prévisions AROME et les réanalyses SAFRAN de rayonnements incidents, par comparaison à des mesures in-situ dans les Alpes françaises et les Pyrénées. Un nouveau produit satellitaire de rayonnement incident grandes longueurs d'ondes a également été développé à partir de l'algorithme de LSA SAF incluant des prévisions AROME. Pour le rayonnement solaire, on a montré que le produit satellitaire présentait de meilleurs scores qu'AROME et SAFRAN, ainsi qu'une meilleure description de la variabilité spatiale des champs que SAFRAN. Pour le rayonnement grandes longueurs d'ondes, les différents jeux de données présentaient des performances similaires. Ces différents jeux de données de rayonnement ont ensuite été testés en forçage radiatif de simulations AROME-Crocus dans les Alpes françaises et les Pyrénées. Il s'est avéré que les produits satellitaires aggravaient la surestimation des hauteurs de neige par AROME-Crocus, malgré leur bonne qualité identifiée en zones de montagne. On a par ailleurs mis en évidence une influence différenciée des

différents forçages en rayonnement sur les simulations du manteau neigeux selon l'altitude. Cette étude a souligné l'existence de cumuls et compensations d'erreurs au sein du forçage atmosphérique et du modèle de manteau neigeux, impliquant une dégradation des simulations Crocus malgré une meilleure qualité de certains termes du forçage.

Enfin, ayant mis en évidence les apports et limites de simulations distribuées AROME-Crocus à l'échelle saisonnière, il convenait de juger de l'apport potentiel d'une telle modélisation pour la prévision d'événements nivo-météorologiques à enjeu. Dans cette optique, nous avons étudié les épisodes de précipitations verglaçantes menant à la formation de glace en surface du manteau neigeux dans les Pyrénées. Ces événements ont causé de nombreux accidents souvent mortels pour les pratiquants de montagne hivernale mais ne sont pas prévus par les modèles opérationnels actuels. Les réseaux d'observations classiques fournissent par ailleurs peu d'informations sur la survenue de ces événements. Pour pallier ce manque d'observations, nous avons utilisé les comptes-rendus de ski de randonnée et d'alpinisme du site Internet communautaire Camptocamp pour construire une base de données d'observations participatives couvrant la période 2010-2015. Le schéma de microphysique nuageuse d'AROME a permis de développer des diagnostics de précipitations verglaçantes ayant des taux de détection et de fausses alarmes satisfaisants après validation sur cinq ans à l'aide de la base de données nouvellement créée. Le premier diagnostic est un diagnostic d'alerte qui pourrait être mis en œuvre en opérationnel. Le second permet d'estimer les quantités de précipitations résultantes, pour pouvoir calculer par la suite l'épaisseur de glace formée. Cela a nécessité au préalable l'implémentation dans Crocus d'une nouvelle modélisation de la formation de glace en surface du manteau neigeux par précipitations surfondues. La nouvelle version du modèle, nommée Crocus-ice, a été utilisée pour des simulations distribuées sur la période 2010-2015 avec inclusion du diagnostic de précipitations verglaçantes dans le forçage. Ces simulations ont permis de modéliser avec succès la formation de glace. On a enfin montré une représentation réaliste de leur impact sur la stratigraphie simulée du manteau neigeux.

Réponse à la problématique

L'ensemble des résultats obtenus dans ce travail fournit des éléments de réponse aux questions soulevées en Sect. 2.4.3 :

1. **Les simulations AROME-Crocus distribuées présentent-elles une valeur ajoutée en termes de variabilité spatiale et temporelle du manteau neigeux en montagne par rapport à l'approche par massif de SAFRAN-Crocus ?**

Par rapport à SAFRAN-Crocus, AROME-Crocus présente une meilleure représentation

de la distribution spatiale du couvert neigeux dans les Pyrénées. La dynamique d'AROME à échelle kilométrique implique une meilleure prise en compte des effets orographiques sur les précipitations : AROME représente une forte variabilité spatiale des chutes de neige entre les versants au vent et sous le vent. En revanche, cette variabilité implique localement des chutes de neige excessives. La variabilité spatiale des rayonnements incidents est également accrue. Ces différents facteurs permettent une plus grande variabilité spatiale des quantités de neige au sol au sein d'un massif que SAFRAN-Crocus. La variabilité temporelle du manteau neigeux est également mieux simulée puisque la distribution des variations journalières de hauteur de neige est en meilleure adéquation avec les observations, malgré une sous-estimation des fortes accumulations et des fortes décroissances.

2. **Comment AROME-Crocus représente-t-il les bilans de masse et d'énergie du manteau neigeux ?**

Le bilan de masse simulé est marqué par :

- une sous-estimation des fortes accumulations, sauf localement (contreforts atlantiques des Pyrénées par exemple) ;
- une sous-estimation des fortes fontes ;
- une absence de simulation du transport de neige par le vent et du transport gravitaire (phénomènes sous-maille).

Le bilan d'énergie simulé est marqué par :

- une surestimation importante du rayonnement solaire incident ;
- une sous-estimation du rayonnement grandes longueurs d'ondes incident ;
- certains termes restent à étudier en détail (probable surestimation de l'albédo, probable sous-estimation des flux turbulents).

3. **Un forçage atmosphérique pour Crocus constitué de prévisions d'AROME uniquement est-il suffisant ?**

La stratigraphie du manteau neigeux intègre l'historique des conditions météorologiques au cours d'une même saison. De ce fait, les simulations AROME-Crocus sur une saison hivernale complète accumulent les erreurs de prévision météorologiques quotidiennes. Cela participe à la forte surestimation des hauteurs de neige. Une initialisation quotidienne par une analyse météorologique permettrait de limiter ces cumuls d'erreurs. Elle permettrait notamment de limiter les précipitations localement excessives, peut-être dues à une réactivité trop forte du modèle aux premiers reliefs rencontrés par les masses d'air humides. Un système d'analyse météorologique

distribué en zones de montagnes est donc nécessaire pour compléter les prévisions d'AROME.

4. De nouveaux produits basés sur des observations à échelle kilométrique peuvent-ils contribuer à améliorer les simulations du manteau neigeux ?

Les produits satellitaires de rayonnement incident distribués à échelle kilométrique ont prouvé leur bonne qualité en montagne par rapport aux systèmes de prévision et d'analyse. En cela, ils peuvent être jugés bénéfiques pour les simulations distribuées du manteau neigeux. Dans le contexte de la modélisation AROME-Crocus, leur utilisation en remplacement des rayonnements prévus par AROME n'améliore pas les simulations du fait de compensations d'erreurs dans la chaîne de modélisation. D'autres produits distribués issus d'observations à échelle kilométrique tels que les radars polarimétriques pour les précipitations pourraient s'avérer bénéfiques.

5. Peut-on exploiter les informations de microphysique nuageuse des modèles méso-échelle pour la météorologie de montagne et la nivologie ?

Le schéma de microphysique nuageuse d'AROME constitue une véritable valeur ajoutée à supposer que l'on regarde en détail ce que peut apporter chacune des variables microphysiques. Ainsi, par sa représentation de l'eau liquide nuageuse, il a permis de diagnostiquer les précipitations verglaçantes dans les Pyrénées, qu'AROME ne prévoyait pas a priori.

Perspectives

Vers une meilleure identification des erreurs de simulation AROME-Crocus

Comme nous venons de le voir, ce travail a permis d'identifier certaines sources d'erreurs de simulation dans les différents termes du bilan de masse et d'énergie du manteau neigeux. Mais ces facteurs identifiés n'expliquent pas à eux seuls le fort biais positif de hauteur de neige simulée par AROME-Crocus. En particulier, la sous-estimation des fortes fontes ne peut pas être expliquée par les flux radiatifs incidents, puisque la forte surestimation du rayonnement solaire incident n'est pas compensée par la sous-estimation du rayonnement grandes longueurs d'ondes.

Afin de mieux identifier les erreurs de simulation, il est nécessaire de mener une étude poussée de la représentation des flux turbulents par AROME-Crocus, si possible à différentes altitudes. Ainsi, outre le site du col de Porte, le site instrumenté du col du Lac Blanc (dans le massif des Grandes-Rousses, Alpes) constitue une zone d'étude intéressante car située en altitude (2720 m) et très exposée au vent. On pourra également

se concentrer sur des épisodes de Foehn, lors desquels les flux turbulents sont particulièrement significatifs dans le bilan d'énergie du manteau neigeux. Une évaluation de la paramétrisation de l'albédo dans Crocus, probablement surestimé, est aussi à envisager à différentes altitudes.

Vers un système d'analyse météorologique distribué en montagne

Comme nous l'avons évoqué plus haut, un forçage atmosphérique constitué uniquement de prévisions d'AROME implique un cumul d'erreurs de prévisions au cours de la saison. AROME doit donc être associé à un système d'analyse météorologique dédié aux zones de montagnes. Celui-ci se doit d'être distribué à échelle kilométrique pour ne pas perdre l'apport en variabilité spatiale des prévisions AROME. Le système d'analyse des précipitations MESCAN (Soci et al., 2016) est un candidat sérieux. Il pourrait être complété par une assimilation d'observations radar adaptée aux terrains montagneux, comme proposé par exemple avec l'analyse de précipitations 1D-Var ODYC (Birman et al., 2017), combinant prévisions d'AROME, mesures au sol et observations radar. Une telle analyse des précipitations pourrait notamment être associée à des produits satellitaires de rayonnement, dont l'information sur le masque nuageux peut permettre de compléter l'analyse de précipitations. Enfin, les nouveaux produits de radars polarimétriques (Augros et al., 2016) pourraient être assimilés pour améliorer notamment la détermination de la limite pluie-neige.

Vers une prévision nivologique opérationnelle utilisant AROME-Crocus ?

Ces travaux ont montré que les apports d'AROME-Crocus pourraient être tout à fait bénéfiques pour la prévision opérationnelle du risque d'avalanche, à condition qu'un système d'analyse météorologique associé puisse tempérer les limites déjà évoquées. Le raffinement de la grille horizontale d'AROME à 1.3 km aujourd'hui, et vers des résolutions probablement plus élevées à l'avenir (une version à 500 m est déjà utilisée pour la recherche sur les Alpes du Nord), devrait mener in fine à des simulations du manteau neigeux distribuées à une résolution de quelques centaines de mètres, ce qui permettrait de représenter explicitement des pentes suffisamment élevées.

En outre, toutes les erreurs du forçage atmosphérique ne pourront pas être éliminées. Il est donc crucial de pouvoir quantifier ces erreurs. La prévision d'ensemble d'AROME (Bouttier et al., 2012) peut être utilisée à cette fin. Dans le cadre du fonctionnement par massif de SAFRAN, Vernay et al. (2015) ont déjà montré les bénéfices des approches d'ensemble pour la prévision d'avalanches. De même subsisteront toujours des erreurs

dans le modèle de manteau neigeux Crocus. De ce point de vue, le système ensembliste de Crocus ESCROC (Lafaysse et al., 2017) pourrait être utilisé pour prendre en compte l'incertitude liée aux erreurs de Crocus. Par ailleurs, des observations du manteau neigeux pourraient être assimilées pour sa modélisation, ainsi que l'ont proposé Charrois et al. (2016) avec les réflectances optiques.

Enfin, à supposer que l'ensemble de ces méthodes contribuent à améliorer les simulations du manteau neigeux à échelle kilométrique, voire sous-kilométrique, il reste à fournir des informations pertinentes et utilisables par les nivologues, qui ne pourront pas consulter le profil stratigraphique de l'ensemble des points de grille couvrant une chaîne montagneuse. Il faudra donc développer une méthode d'agrégation *a posteriori* des simulations distribuées pour la prévision du risque d'avalanche. Des travaux ont été initiés à cette fin (Bouchayer, 2017).

Apports complémentaires potentiels du modèle AROME pour la nivologie

L'utilisation du schéma de microphysique nuageuse d'AROME s'est avérée pertinente pour la prévision de pluies verglaçantes en montagne. Mais une utilisation plus poussée de ce schéma pourrait apporter des informations complémentaires sur les propriétés de la neige tombante. A l'heure actuelle, dans le modèle Crocus, la densité de la neige tombante est calculée en fonction de la température à 2 m et de la vitesse du vent à 10 m. Or les propriétés des cristaux, et notamment leur taux de givrage, déterminent la densité de la neige tombante (Power et al., 1964; Ishizaka et al., 2016) et sa SSA (Domine et al., 2007). Une utilisation intelligente des informations issues des schémas de microphysique nuageuse devrait permettre d'améliorer le lien entre neige tombante et neige au sol dans les modèles de manteau neigeux comme Crocus. Ainsi, Milbrandt et al. (2012) ont développé une méthode pour déterminer la densité de la neige tombante à partir d'un schéma de microphysique nuageuse au sein du modèle de PNT GEM-LAM. Vionnet et al. (2017b) mènent actuellement des travaux pour mieux utiliser ces informations microphysiques dans les modèles détaillés de manteau neigeux, à partir d'un nouveau schéma microphysique (Morrison and Milbrandt, 2015) qui fournit notamment la fraction givrée des cristaux.

Vers une utilisation accrue des observations participatives ?

Dans le cadre de l'étude des précipitations verglaçantes dans les Pyrénées, nous avons montré comment les comptes-rendus de pratiquants de montagne hivernale sur Internet pouvaient servir à pallier le manque d'observations conventionnelles. De façon plus large,

la production participative d'observations (ou crowd-sourcing) recèle un potentiel encore sous-exploité en nivologie. En effet, Internet regorge d'observations quotidiennes du manteau neigeux, le plus souvent agrégées sur les sites communautaires de sports de montagne tels que Camptocamp (www.camptocamp.org) ou Skitour (www.skitour.fr). Ces observations, d'abord destinées à informer les autres pratiquants des conditions nivologiques d'une course, peuvent être parcourues aisément par mots-clés. Bien que réalisées par des amateurs ayant le plus souvent une bonne connaissance de la neige, elles nécessitent néanmoins une vérification experte pour des applications scientifiques. Le crowd-sourcing est déjà très utilisé pour le recensement des avalanches accidentelles. Nous avons souligné son potentiel pour la validation de simulations du manteau neigeux. Des outils pourraient être développés en collaboration avec ces sites communautaires formalisant l'indication des conditions rencontrées au cours d'une sortie (par exemple un état de surface de la neige à choix multiples, des hauteurs de neige mesurées...), ceci afin de limiter l'incertitude inhérente aux descriptions textuelles.

Bibliographie

- Amory, C., Naaim-Bouvet, F., Gallée, H., and Vignon, E. : Brief communication : Two well-marked cases of aerodynamic adjustment of sastrugi, *The Cryosphere*, 10, 743–750, doi:10.5194/tc-10-743-2016, 2016.
- Anderton, S. P., White, S. M., and Alvera, B. : Micro-scale spatial variability and the timing of snow melt runoff in a high mountain catchment, *J. Hydrol.*, 268, 158–176, doi:10.1016/S0022-1694(02)00179-8, 2002.
- Andrieu, F., Schmidt, F., Schmitt, B., Douté, S., and Brissaud, O. : Retrieving the characteristics of slab ice covering snow by remote sensing, *The Cryosphere*, 10, 2113–2128, doi:10.5194/tc-10-2113-2016, 2016.
- Armstrong, R. and Brun, E. : *Snow and climate : physical processes, surface energy exchange and modeling*, Cambridge Univ. Pr., URL <http://www.cambridge.org/gb/academic/subjects/earth-and-environmental-science/climatology-and-climate-change/snow-and-climate-physical-processes-surface-energy-exchange-and-modeling>, 2008.
- Augros, C., Caumont, O., Ducrocq, V., Gaussiat, N., and Tabary, P. : Comparisons between S-, C- and X-band polarimetric radar observations and convective-scale simulations of the HyMeX first special observing period, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 142, 347–362, doi:10.1002/qj.2572, 2016.
- Baggi, S. and Schweizer, J. : Characteristics of wet-snow avalanche activity : 20 years of observations from a high alpine valley (Dischma, Switzerland), *Nat. Hazards*, 50, 97–108, doi:10.1007/s11069-008-9322-7, 2009.
- Baldauf, M., Seifert, A., Förstner, J., Majewski, D., Raschendorfer, M., and Reinhardt, T. : Operational convective-scale numerical weather prediction with the COSMO model : Description and sensitivities, *Mon. Wea. Rev.*, 139, 3887–3905, doi:10.1175/MWR-D-10-05013.1, 2011.

- Barnett, T. P., Adam, J. C., and Lettenmaier, D. P. : Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions, *Nature*, 438, 303–309, doi:10.1038/nature04141, 2005.
- Bartelt, P. and Lehning, M. : A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning : Part I : numerical model, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 35, 123–145, doi:10.1016/S0165-232X(02)00074-5, 2002.
- Bavay, M., Grünwald, T., and Lehning, M. : Response of snow cover and runoff to climate change in high Alpine catchments of Eastern Switzerland, *Adv. Water Resour.*, 55, 4–16, doi:10.1016/j.advwatres.2012.12.009, 2013.
- Bazile, E., El Haiti, M., Bogatchev, A., and Spiridonov, V. : Improvement of the snow parametrisation in ARPEGE/ALADIN, in : *Proceedings of SRNWP/HIRLAM workshop on surface processes, turbulence and mountain effects*, 22-24 October 2001, Madrid, HIRLAM 5 project, pp. 14–19, 2002.
- Bélair, S., Roch, M., Leduc, A.-M., Vaillancourt, P. A., Laroche, S., and Mailhot, J. : Medium-range quantitative precipitation forecasts from Canada's new 33-km deterministic global operational system, *Wea. Forecasting*, 24, 690–708, doi:10.1175/2008WAF2222175.1, 2009.
- Bellaire, S. and Jamieson, B. : Forecasting the formation of critical snow layers using a coupled snow cover and weather model, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 94, 37–44, doi:10.1016/j.coldregions.2013.06.007, 2013.
- Bellaire, S., Jamieson, J. B., and Fierz, C. : Forcing the snow-cover model SNOWPACK with forecasted weather data, *The Cryosphere*, 5, 1115–1125, doi:10.5194/tc-5-1115-2011, 2011.
- Bellaire, S., Jamieson, J. B., and Fierz, C. : Corrigendum to "Forcing the snow-cover model SNOWPACK with forecasted weather data" published in *The Cryosphere*, 5, 1115–1125, 2011, *The Cryosphere*, 7, 511–513, doi:10.5194/tc-7-511-2013, 2013.
- Bellaire, S., Katurji, M., Schulmann, T., and Hobman, A. : Towards a high-resolution operational forecasting tool for the Southern Alps - New Zealand, in : *Proceedings of the International Snow Science Workshop*, Banff, Canada, pp. 388–393, URL http://arc.lib.montana.edu/snow-science/objects/ISSW14_paper_P1.01.pdf, 2014.
- Bellaire, S., van Herwijnen, A., Mitterer, C., Helbig, N., Jonas, T., and Schweizer, J. : Regional forecasting of wet snow avalanche cycles : an essential tool for avalanche

- warning services?, in : Proceedings of the International Snow Science Workshop, Breckenridge, Colorado, USA, pp. 140–147, URL http://arc.lib.montana.edu/snow-science/objects/ISSW16_06.03.pdf, 2016.
- Beniston, M. : Mountain weather and climate : A general overview and a focus on climatic change in the Alps, *Hydrobiologia*, 562, 3–16, doi:10.1007/s10750-005-1802-0, 2006.
- Bergeron, T. : On the physics of cloud and precipitation, in : Proc. 5th Assembly U.G.G.I. Lisbon, vol. 2, p. 156, 1935.
- Bergeron, T. : On the low-level redistribution of atmospheric water caused by orography, in : Proc. Int. Conf. on Cloud Physics, Tokyo, pp. 96–100, 1965.
- Bernhardt, M., Schulz, K., Liston, G., and Zängl, G. : The influence of lateral snow redistribution processes on snow melt and sublimation in alpine regions, *J. Hydrol.*, 424, 196–206, doi:10.1016/j.jhydrol.2012.01.001, 2012.
- Best, M. J., Pryor, M., Clark, D. B., Rooney, G. G., Essery, R. L. H., Ménard, C. B., Edwards, J. M., Hendry, M. A., Porson, A., Gedney, N., Mercado, L. M., Sitch, S., Blyth, E., Boucher, O., Cox, P. M., Grimmond, C. S. B., and Harding, R. J. : The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description – Part 1 : Energy and water fluxes, *Geosci. Model Dev.*, 4, 677–699, doi:10.5194/gmd-4-677-2011, 2011.
- Birman, C., Karbou, F., Mahfouf, J.-F., Lafaysse, M., Durand, Y., Giraud, G., Mérindol, L., and Hermozo, L. : Precipitation analysis over the French Alps using a variational approach and study of potential added value of ground-based radar observations, *J. Hydrometeor.*, 18, 1425–1451, doi:10.1175/JHM-D-16-0144.1, 2017.
- Boone, A. and Etchevers, P. : An intercomparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land surface model : Local-scale evaluation at an Alpine site, *J. Hydrometeor.*, 2, 374–394, doi:10.1175/1525-7541(2001)002<0374 :AIOTSS>2.0.CO ;2, 2001.
- Bouchayer, C. : Synthesis of distributed snowpack simulations relevant for avalanche hazard forecasting, Master's thesis, Université Grenoble Alpes/UniLasalle, doi:10.13140/RG.2.2.21665.20329, 2017.
- Bouttier, F. : Arome, avenir de la prévision régionale, *La Météorologie*, 58, 12–20, doi:10.4267/2042/18203, 2007.
- Bouttier, F., Vié, B., Nuissier, O., and Raynaud, L. : Impact of stochastic physics in a convection-permitting ensemble, *Mon. Wea. Rev.*, 140, 3706–3721, doi:10.1175/MWR-D-12-00031.1, 2012.

- Brisson, A., Borgne, P. L., and Marsouin, A. : Development of algorithms for surface solar irradiance retrieval at O&SI SAF low and mid latitudes, Tech. rep., Météo-France/CMS, Lannion, URL <https://pdfs.semanticscholar.org/3c7f/bcbc80c59074f1dccb461dfbf7d187dab0bc.pdf>, 1999.
- Brousseau, P., Seity, Y., Ricard, D., and Léger, J. : Improvement of the forecast of convective activity from the AROME-France system, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 142, 2231–2243, doi:10.1002/qj.2822, 2016.
- Brun, E. : Investigation on wet-snow metamorphism in respect of liquid-water content, *Ann. Glaciol.*, 13, 22–26, doi:10.1017/S0260305500007576, 1989.
- Brun, E., Martin, E., Simon, V., Gendre, C., and Coleou, C. : An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting, *J. Glaciol.*, 35, 333–342, doi:10.1017/S0022143000009254, 1989.
- Brun, E., David, P., Sudul, M., and Brunot, G. : A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting, *J. Glaciol.*, 38, 13–22, doi:10.1017/S0022143000009552, 1992.
- Brun, E., Vionnet, V., Morin, S., Boone, A., Martin, E., Faroux, S., Le Moigne, P., and Willemet, J.-M. : Le modèle de manteau neigeux Crocus et ses applications, *La Météorologie*, 76, 44–54, doi:10.4267/2042/47245, 2012.
- Bubnová, R., Hello, G., Bénard, P., and Geleyn, J.-F. : Integration of the fully elastic equations cast in the hydrostatic pressure terrain-following coordinate in the framework of the ARPEGE/Aladin NWP system, *Mon. Wea. Rev.*, 123, 515–535, doi:10.1175/1520-0493(1995)123<0515 :IOTFEE>2.0.CO ;2, 1995.
- Bühler, Y., Marty, M., Egli, L., Veitinger, J., Jonas, T., Thee, P., and Ginzler, C. : Snow depth mapping in high-alpine catchments using digital photogrammetry, *The Cryosphere*, 9, 229–243, doi:10.5194/tc-9-229-2015, 2015.
- Buisan, S. T., Saz, M. A., and López-Moreno, J. I. : Spatial and temporal variability of winter snow and precipitation days in the western and central Spanish Pyrenees, *Int. J. Climatol.*, 35, 259–274, doi:10.1002/joc.3978, 2015.
- Calonne, N., Flin, F., Morin, S., Lesaffre, B., du Roscoat, S. R., and Geindreau, C. : Numerical and experimental investigations of the effective thermal conductivity of snow, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L23 501, doi:10.1029/2011GL049234, 2011.

- Calonne, N., Flin, F., Geindreau, C., Lesaffre, B., and Rolland du Roscoat, S. : Study of a temperature gradient metamorphism of snow from 3-D images : time evolution of microstructures, physical properties and their associated anisotropy, *The Cryosphere*, 8, 2255–2274, doi:10.5194/tc-8-2255-2014, 2014.
- Carmagnola, C. M. : Mesure, analyse et modélisation des processus physiques du manteau neigeux sec, Ph.D. thesis, Université de Grenoble, URL <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01070005>, 2013.
- Carmagnola, C. M., Morin, S., Lafaysse, M., Domine, F., Lesaffre, B., Lejeune, Y., Picard, G., and Arnaud, L. : Implementation and evaluation of prognostic representations of the optical diameter of snow in the SURFEX/ISBA-Crocus detailed snowpack model, *The Cryosphere*, 8, 417–437, doi:10.5194/tc-8-417-2014, 2014.
- Carrer, D., Lafont, S., Roujean, J.-L., Calvet, J.-C., Meurey, C., Moigne, P. L., and Trigo, I. F. : Incoming solar and infrared radiation derived from METEOSAT : Impact on the modeled land water and energy budget over France, *J. Hydrometeor.*, 13, 504–520, doi:10.1175/JHM-D-11-059.1, 2012.
- Charrois, L., Cosme, E., Dumont, M., Lafaysse, M., Morin, S., Libois, Q., and Picard, G. : On the assimilation of optical reflectances and snow depth observations into a detailed snowpack model, *The Cryosphere*, 10, 1021–1038, doi:10.5194/tc-10-1021-2016, 2016.
- Christner, B. C., Morris, C. E., Foreman, C. M., Cai, R., and Sands, D. C. : Ubiquity of biological ice nucleators in snowfall, *Science*, 319, 1214, doi:10.1126/science.1149757, 2008.
- Chueca, J., Julián, A., and López-Moreno, J. I. : Recent evolution (1981-2005) of the Maladeta glaciers, Pyrenees, Spain : extent and volume losses and their relation with climatic and topographic factors, *J. Glaciol.*, 53, 547–557, URL <https://www.igsoc.org/journal/53/183/j06J119.pdf>, 2007.
- Cline, D. W. : Snow surface energy exchanges and snowmelt at a continental, midlatitude Alpine site, *Water Resour. Res.*, 33, 689–701, doi:10.1029/97WR00026, 1997.
- Cober, S. G., Strapp, J. W., and Isaac, G. A. : An example of supercooled drizzle drops formed through a collision-coalescence process, *J. Appl. Meteor.*, 35, 2250–2260, doi:10.1175/1520-0450(1996)035<2250 :AEOSDD>2.0.CO ;2, 1996.
- Colbeck, S. C. : Thermodynamics of snow metamorphism due to variations in curvature, *J. Glaciol.*, 26, 291–301, doi:10.1017/S0022143000010832, 1980.

- Colbeck, S. C. : An overview of seasonal snow metamorphism, *Rev. Geophys.*, 20, 45–61, doi:10.1029/RG020i001p00045, 1982.
- Colbeck, S. C. : Theory of metamorphism of dry snow, *J. Geophys. Res.*, 88, 5475–5482, doi:10.1029/OJGRE0000880000C9005475000001, 1983.
- Colbeck, S. C. : The layered character of snow covers, *Rev. Geophys.*, 29, 81–96, doi:10.1029/90RG02351, 1991.
- Colle, B. A. : Sensitivity of orographic precipitation to changing ambient conditions and terrain geometries : An idealized modeling perspective, *J. Atmos. Sci.*, 61, 588–606, doi:10.1175/1520-0469(2004)061<0588 :SOOPTC>2.0.CO ;2, 2004.
- Colman, B., Cook, K., and Snyder, B. J. : Numerical weather prediction and weather forecasting in complex terrain, in : *Mountain Weather Research and Forecasting : Recent Progress and Current Challenges*, edited by Chow, F. K., De Wekker, S. F., and Snyder, B. J., pp. 655–692, Springer Netherlands, doi:10.1007/978-94-007-4098-3_11, 2013.
- Corona, C., Saez, J. L., Stoffel, M., Rovéra, G., Edouard, J.-L., and Berger, F. : Seven centuries of avalanche activity at Echalp (Queyras massif, southern French Alps) as inferred from tree rings, *The Holocene*, 23, 292–304, doi:10.1177/0959683612460784, 2013.
- Cortinas, J. V., Bernstein, B. C., Robbins, C. C., and Strapp, J. W. : An analysis of freezing rain, freezing drizzle, and ice pellets across the United States and Canada : 1976–90, *Wea. Forecasting*, 19, 377–390, doi:10.1175/1520-0434(2004)019<0377 :AAO-FRF>2.0.CO ;2, 2004.
- Courtier, P., Freydier, C., Geleyn, J.-F., Rabier, F., and Rochas, M. : The ARPEGE project at Météo-France, in : *Proceedings of the Seminar on Numerical Methods in Atmospheric Models*, pp. 193–231, ECMWF, Reading, U.-K., URL <https://www.ecmwf.int/sites/default/files/elibrary/1991/8798-arpege-project-meteo-france.pdf>, 1991.
- Cristóbal, J. and Anderson, M. C. : Validation of a Meteosat Second Generation solar radiation dataset over the northeastern Iberian Peninsula, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 163–175, doi:10.5194/hess-17-163-2013, 2013.
- Dadic, R., Mott, R., Lehning, M., and Burlando, P. : Wind influence on snow depth distribution and accumulation over glaciers, *J. Geophys. Res.*, 115, doi:10.1029/2009JF001261, f01012, 2010.

- D'Amboise, C. J. L., Müller, K., Oxarango, L., Morin, S., and Schuler, T. V. : Implementation of a physically based water percolation routine in the Crocus (V7) snowpack model, *Geosci. Model Dev. Discuss.*, in review, pp. 1–32, doi:10.5194/gmd-2017-56, 2017.
- Davenport, I., Sandells, M., and Gurney, R. : The effects of variation in snow properties on passive microwave snow mass estimation, *Remote Sens. Environ.*, 118, 168–175, doi:10.1016/j.rse.2011.11.014, 2012.
- DeBeer, C. M. and Pomeroy, J. W. : Influence of snowpack and melt energy heterogeneity on snow cover depletion and snowmelt runoff simulation in a cold mountain environment, *J. Hydrol.*, 553, 199–213, doi:10.1016/j.jhydrol.2017.07.051, 2017.
- Decharme, B., Brun, E., Boone, A., Delire, C., Le Moigne, P., and Morin, S. : Impacts of snow and organic soils parameterization on northern Eurasian soil temperature profiles simulated by the ISBA land surface model, *The Cryosphere*, 10, 853–877, doi:10.5194/tc-10-853-2016, 2016.
- Dedieu, J.-P., Carlson, B. Z., Bigot, S., Sirguey, P., Vionnet, V., and Choler, P. : On the importance of high-resolution time series of optical imagery for quantifying the effects of snow cover duration on Alpine plant habitat, *Remote Sens.*, 8, doi:10.3390/rs8060481, 2016.
- Deems, J. S., Painter, T. H., and Finnegan, D. C. : Lidar measurement of snow depth : a review, *J. Glaciol.*, 59, 467–479, doi:10.3189/2013JoG12J154, 2013.
- Derrien, M. and Le Gléau, H. : MSG/SEVIRI cloud mask and type from SAFNWC, *Int. J. Remote Sens.*, 26, 4707–4732, doi:10.1080/01431160500166128, 2005.
- Derrien, M., Farki, B., Harang, L., Le Gléau, H., Noyalet, A., Pochic, D., and Sairouni, A. : Automatic cloud detection applied to NOAA-11/AVHRR imagery, *Remote Sens. Environ.*, 46, 246–267, doi:10.1016/0034-4257(93)90046-Z, 1993.
- Dombrowski-Etchevers, I., Quéno, L., Karbou, F., Ribaud, J.-F., and Durand, Y. : Test and potentialities of a new numerical weather forecasting non-hydrostatic model for hydrology and snowcover simulations, in : *Proceedings of the International Snow Science Workshop, Grenoble – Chamonix Mont-Blanc, France*, pp. 1309–1314, URL http://arc.lib.montana.edu/snow-science/objects/ISSW13_paper_P4-29.pdf, 2013.

- Dombrowski-Etchevers, I., Vionnet, V., and Quéno, L. : Pertinence des prévisions météorologiques à l'échelle kilométrique pour la modélisation du manteau neigeux en montagne, *La Météorologie*, 99, 25–34, doi:10.4267/2042/63587, 2017.
- Domine, F., Taillandier, A.-S., and Simpson, W. R. : A parameterization of the specific surface area of seasonal snow for field use and for models of snowpack evolution, *J. Geophys. Res.*, 112, doi:10.1029/2006JF000512, f02031, 2007.
- Dommanget, E. and Graff, B. : Méthode de prévision des apports par fusion nivale appliquée à la gestion de la ressource en eau en montagne, *La Houille Blanche*, pp. 42–52, doi:10.1051/lhb/2016030, 2016.
- Douville, H., Royer, J., and Mahfouf, J. : A new snow parameterization for the Meteo-France climate model, *Clim. Dynam.*, 12, 21–35, doi:10.1007/BF00208760, 1995.
- Dozier, J., Bair, E. H., and Davis, R. E. : Estimating the spatial distribution of snow water equivalent in the world's mountains, *WIREs Water*, 3, 461–474, doi:10.1002/wat2.1140, 2016.
- Drage, M. A. and Hauge, G. : Atmospheric icing in a coastal mountainous terrain. Measurements and numerical simulations, a case study, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 53, 150–161, doi:10.1016/j.coldregions.2007.12.003, 2008.
- Dubuisson, M.-P. and Jain, A. K. : A modified Hausdorff distance for object matching, in : *Proceedings of the International Conference on Pattern Recognition*, Jerusalem, Israel, pp. 566–568, doi:10.1109/ICPR.1994.576361, 1994.
- Ducrocq, V., Belamari, S., Boudevillain, B., Bousquet, O., Cocquerez, P., Doerenbecher, A., Drobinski, P., Flamant, C., Labatut, L., Lambert, D., Nuret, M., Richard, E., Roussot, O., Testor, P., Arbogast, P., Ayrat, P.-A., van Baelen, J., Basdevant, C., Boichard, J.-L., Bourras, D., Bouvier, C., Bouin, M.-N., Bock, O., Braud, I., Champollion, C., Coppola, L., Coquillat, S., Defer, E., Delanoë, J., Delrieu, G., Didon-Lescot, J.-F., Durand, P., Estournel, C., Fourrié, N., Garrouste, O., Giordani, H., Le Coz, J., Michel, Y., Nuissier, O., Roberts, G., Saïd, F., Schwarzenboeck, A., Sellegri, K., Taupier-Letage, I., and Vandervaere, J.-P. : HyMeX, les campagnes de mesures : focus sur les événements extrêmes en Méditerranée, *La Météorologie*, 80, 37–47, doi:10.4267/2042/48793, 2013.
- Dumont, M., Durand, Y., Arnaud, Y., and Six, D. : Variational assimilation of albedo in a snowpack model and reconstruction of the spatial mass-balance distribution of an alpine glacier, *J. Glaciol.*, 58, 151–164, doi:10.3189/2012JoG11J163, 2012.

- Dumont, M., Arnaud, L., Picard, G., Libois, Q., Lejeune, Y., Nabat, P., Voisin, D., and Morin, S. : In situ continuous visible and near-infrared spectroscopy of an alpine snowpack, *The Cryosphere*, 11, 1091–1110, doi:10.5194/tc-11-1091-2017, 2017.
- Durand, Y., Brun, E., Mérindol, L., Guyomarc'h, G., Lesaffre, B., and Martin, E. : A meteorological estimation of relevant parameters for snow models, *Ann. Glaciol.*, 18, 65–71, doi:10.1017/S0260305500011277, 1993.
- Durand, Y., Giraud, G., Brun, E., Mérindol, L., and Martin, E. : A computer-based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting, *J. Glaciol.*, 45, 469–484, doi:10.1017/S0022143000001337, 1999.
- Durand, Y., Giraud, G., Laternser, M., Etchevers, P., Mérindol, L., and Lesaffre, B. : Reanalysis of 47 years of climate in the French Alps (1958–2005) : Climatology and trends for snow cover, *J. Appl. Meteor. Climat.*, 48, 2487–2512, doi:10.1175/2009JAMC1810.1, 2009a.
- Durand, Y., Giraud, G., Laternser, M., Etchevers, P., Mérindol, L., and Lesaffre, B. : Reanalysis of 44 yr of climate in the French Alps (1958–2002) : Methodology, model validation, climatology, and trends for air temperature and precipitation., *J. Appl. Meteor. Climat.*, 48, 429–449, doi:10.1175/2008JAMC1808.1, 2009b.
- Durand, Y., Giraud, G., Goetz, D., Maris, M., and Payen, V. : Modeled snow cover in Pyrenees mountains and cross-comparisons between remote-sensed and land-based observation data, in : *Proceedings of the International Snow Science Workshop*, Anchorage, Alaska, pp. 998–1004, URL <http://arc.lib.montana.edu/snow-science/objects/issw-2012-998-1004.pdf>, 2012.
- Dutra, E., Balsamo, G., Viterbo, P., Miranda, P. M. A., Beljaars, A., Schär, C., and Elder, K. : An improved snow scheme for the ECMWF land surface model : Description and offline validation, *J. Hydrometeor.*, 11, 899–916, doi:10.1175/2010JHM1249.1, 2010.
- Eckert, N., Coleou, C., Castebrunet, H., Deschatres, M., Giraud, G., and Gaume, J. : Cross-comparison of meteorological and avalanche data for characterising avalanche cycles : The example of December 2008 in the eastern part of the French Alps, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 64, 119–136, doi:10.1016/j.coldregions.2010.08.009, 2010.
- Elmore, K. L., Flamig, Z. L., Lakshmanan, V., Kaney, B. T., Farmer, V., Reeves, H. D., and Rothfus, L. P. : MPING : Crowd-sourcing weather reports for research, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 95, 1335–1342, doi:10.1175/BAMS-D-13-00014.1, 2014.

- Erfani, A., Mailhot, J., Gravel, S., Desgagné, M., King, P., Sills, D., McLennan, N., and Jacob, D. : The high resolution limited area version of the Global Environmental Multiscale model (GEM-LAM) and its potential operational applications, in : 11th Conference on Mesoscale Processes, American Meteorological Society, Albuquerque, NM, USA, URL <https://ams.confex.com/ams/pdfpapers/97308.pdf>, 2005.
- Essery, R. and Pomeroy, J. : Vegetation and topographic control of wind-blown snow distributions in distributed and aggregated simulations for an Arctic tundra basin, *J. Hydrometeor.*, 5, 735–744, doi:10.1175/1525-7541(2004)005<0735 :VAT-COW>2.0.CO;2, 2004.
- Essery, R., Morin, S., Lejeune, Y., and Menard, C. B. : A comparison of 1701 snow models using observations from an alpine site, *Adv. Water Resour.*, 55, 131–148, doi:10.1016/j.advwatres.2012.07.013, 2013.
- Etchevers, P., Martin, E., Brown, R., Fierz, C., Lejeune, Y., Bazile, E., Boone, A., Dai, Y.-J., Essery, R., Fernandez, A., Gusev, Y., Jordan, R., Koren, V., Kowalczyk, E., Olga Nasonova, N., Pyles, R. D., Schlosser, A., Shmakin, A. B., Smirnova, T. G., Strasser, U., Verseghy, D., Yamazaki, T., and Yang, Z.-L. : Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (SnowMIP project), *Ann. Glaciol.*, 38, 150–158, doi:10.3189/172756404781814825, 2004.
- FAO/IIASA/ISRIC/ISS-CAS/JRC : Harmonized World Soil Database (version 1.2), Tech. rep., FAO, Rome, Italy and IIASA, Laxenburg, Austria, URL <http://www.fao.org/docrep/018/aq361e/aq361e.pdf>, 2012.
- Fernández-González, S., Valero, F., Sánchez, J. L., Gascón, E., López, L., García-Ortega, E., and Merino, A. : Analysis of a seeder-feeder and freezing drizzle event, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120, 3984–3999, doi:10.1002/2014JD022916, 2015.
- Fierz, C., Armstrong, R. L., Durand, Y., Etchevers, P., Greene, E., McClung, D. M., Nishimura, K., Satyawali, P. K., and Sokratov, S. A. : The international classification for seasonal snow on the ground, IHP-VII Technical Documents in Hydrology No. 83, IACS Contribution No. 1, UNESCO-IHP, Paris, URL <http://unesdoc.unesco.org/images/0018/001864/186462e.pdf>, 2009.
- Fischer, A. P. : The measurement factors in estimating snowfall derived from snow cover surfaces using acoustic snow depth sensors, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 50, 681–699, doi:10.1175/2010JAMC2408.1, 2011.

- Flanner, M. G., Shell, K., Barlage, M., Perovich, D. K., and Tschudi, M. : Radiative forcing and albedo feedback from the Northern Hemisphere cryosphere between 1979 and 2008, *Nature Geosci.*, 4, 151–155, doi:10.1038/ngeo1062, 2011.
- Floyer, J. A., Klassen, K., Horton, S., and Haegeli, P. : Looking to the '20s : Computer-assisted avalanche forecasting in Canada, in : *Proceedings of the International Snow Science Workshop*, Breckenridge, Colorado, USA, pp. 1245–1249, URL http://arc.lib.montana.edu/snow-science/objects/ISSW16_P4.15.pdf, 2016.
- Forbes, R., Tsonevsky, I., Hewson, T., and Leutbecher, M. : Towards predicting high-impact freezing rain events, *ECMWF Newsletter*, 141, 15–21, doi:10.21957/xcauc5jf, 2014.
- Fortin, G., Laforte, J.-L., and Ilinca, A. : Heat and mass transfer during ice accretion on aircraft wings with an improved roughness model, *Int. J. Therm. Sci.*, 45, 595–606, doi:10.1016/j.ijthermalsci.2005.07.006, 2006.
- Fouquart, Y. and Bonnel, B. : Computations of solar heating of the Earth's atmosphere : A new parametrization, *Beitr. Phys. Atmosph.*, 53, 35–62, 1980.
- Froidurot, S., Zin, I., Hingray, B., and Gautheron, A. : Sensitivity of precipitation phase over the Swiss Alps to different meteorological variables, *J. Hydrometeor.*, 15, 685–696, doi:10.1175/JHM-D-13-073.1, 2014.
- Frouin, R., Lingner, D. W., Gautier, C., Baker, K. S., and Smith, R. C. : A simple analytical formula to compute clear sky total and photosynthetically available solar irradiance at the ocean surface, *J. Geophys. Res.*, 94, 9731–9742, doi:10.1029/JC094iC07p09731, 1989.
- Gallet, J.-C., Domine, F., Zender, C. S., and Picard, G. : Measurement of the specific surface area of snow using infrared reflectance in an integrating sphere at 1310 and 1550 nm, *The Cryosphere*, 3, 167–182, doi:10.5194/tc-3-167-2009, 2009.
- Garrett, T. J., Fallgatter, C., Shkurko, K., and Howlett, D. : Fall speed measurement and high-resolution multi-angle photography of hydrometeors in free fall, *Atmos. Meas. Tech.*, 5, 2625–2633, doi:10.5194/amt-5-2625-2012, 2012.
- Gascoin, S., Hagolle, O., Huc, M., Jarlan, L., Dejoux, J.-F., Szczypka, C., Marti, R., and Sánchez, R. : A snow cover climatology for the Pyrenees from MODIS snow products, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19, 2337–2351, doi:10.5194/hessd-11-12531-2014, 2015.

- Gaume, J., van Herwijnen, A., Chambon, G., Wever, N., and Schweizer, J. : Snow fracture in relation to slab avalanche release : critical state for the onset of crack propagation, *The Cryosphere*, 11, 217–228, doi:10.5194/tc-11-217-2017, 2017.
- Gautier, C., Diak, G., and Masse, S. : A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from GOES satellite data, *J. Appl. Meteor.*, 19, 1005–1012, doi:10.1175/1520-0450(1980)019<1005 :ASPMTE>2.0.CO;2, 1980.
- Geiger, B., Carrer, D., Franchistéguy, L., Roujean, J. L., and Meurey, C. : Land surface albedo derived on a daily basis from Meteosat Second Generation observations, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 46, 3841–3856, doi:10.1109/TGRS.2008.2001798, 2008a.
- Geiger, B., Meurey, C., Lajas, D., Franchistéguy, L., Carrer, D., and Roujean, J.-L. : Near real-time provision of downwelling shortwave radiation estimates derived from satellite observations, *Meteor. Appl.*, 15, 411–420, doi:10.1002/met.84, 2008b.
- Gerbaux, M., Genthon, C., Etchevers, P., Vincent, C., and Dedieu, J. : Surface mass balance of glaciers in the French Alps : distributed modeling and sensitivity to climate change, *J. Glaciol.*, 51, 561–572, doi:10.3189/172756505781829133, 2005.
- Gerber, F., Lehning, M., Hoch, S. W., and Mott, R. : A close-ridge small-scale atmospheric flow field and its influence on snow accumulation, *J. Geophys. Res. Atmos.*, doi:10.1002/2016JD026258, 2017.
- Ghilain, N., Arboleda, A., and Gellens-Meulenberghs, F. : Evapotranspiration modelling at large scale using near-real time MSG SEVIRI derived data, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 771–786, doi:10.5194/hess-15-771-2011, 2011.
- Giraud, G. : MEPRA : an expert system for avalanche risk forecasting, in : *Proceedings of the International Snow Science Workshop*, Breckenridge, Colorado, USA, pp. 97–106, URL <http://arc.lib.montana.edu/snow-science/objects/issw-1992-097-104.pdf>, 1992.
- Gobiet, A., Kotlarski, S., Beniston, M., Heinrich, G., Rajczak, J., and Stoffel, M. : 21st century climate change in the European Alps—A review, *Sci. Total Environ.*, 493, 1138–1151, doi:10.1016/j.scitotenv.2013.07.050, 2014.
- Gobiet, A., Mitterer, C., Jöbstl, L., Steinkogler, W., Rieder, H., Olefs, M., Studeregger, A., Monti, F., and Bellaire, S. : Operational forecasting of wet snow avalanche activity : a case study for the Eastern European Alps, in : *Proceedings of the International*

- Snow Science Workshop, Breckenridge, Colorado, USA, pp. 132–139, URL http://arc.lib.montana.edu/snow-science/objects/ISSW16_06.02.pdf, 2016.
- Gottardi, F., Obled, C., Gailhard, J., and Paquet, E. : Statistical reanalysis of precipitation fields based on ground network data and weather patterns : Application over French mountains, *J. Hydrol.*, 432, 154–167, doi:10.1016/j.jhydrol.2012.02.014, 2012.
- Gottardi, F., Paquet, E., Carrier, P., Laval, M.-T., Gailhard, J., and Garçon, R. : A decade of snow water equivalent monitoring in the French mountain ranges, in : *Proceedings of the International Snow Science Workshop, Grenoble–Chamonix Mont-Blanc, France*, pp. 926–930, URL http://arc.lib.montana.edu/snow-science/objects/ISSW13_paper_02-08.pdf, 2013.
- Grenfell, T. C. and Warren, S. G. : Representation of a nonspherical ice particle by a collection of independent spheres for scattering and absorption of radiation, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 104, 31 697–31 709, doi:10.1029/1999JD900496, 1999.
- Groot Zwaafink, C. D., Mott, R., and Lehning, M. : Seasonal simulation of drifting snow sublimation in Alpine terrain, *Water Resour. Res.*, 49, 1581–1590, doi:10.1002/wrcr.20137, 2013.
- Grünewald, T. and Lehning, M. : Are flat-field snow depth measurements representative? A comparison of selected index sites with areal snow depth measurements at the small catchment scale, *Hydrol. Process.*, 29, 1717–1728, doi:10.1002/hyp.10295, 2015.
- Grünewald, T., Stötter, J., Pomeroy, J. W., Dadic, R., Moreno Baños, I., Marturià, J., Spross, M., Hopkinson, C., Burlando, P., and Lehning, M. : Statistical modelling of the snow depth distribution in open alpine terrain, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 3005–3021, doi:10.5194/hess-17-3005-2013, 2013.
- Gunn, R. and Kinzer, G. D. : The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air, *J. Meteor.*, 6, 243–248, doi:10.1175/1520-0469(1949)006<0243 :TTVOFF>2.0.CO;2, 1949.
- Habets, F., Boone, A., Champeaux, J. L., Etchevers, P., Franchistéguy, L., Leblois, E., Ledoux, E., Le Moigne, P., Martin, E., Morel, S., Noilhan, J., Quintana Seguí, P., Rousset-Regimbeau, F., and Viennot, P. : The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 113, doi:10.1029/2007JD008548, D06113, 2008.

- Hagenmuller, P. and Pilloix, T. : A new method for comparing and matching snow profiles, application for profiles measured by penetrometers, *Front. Earth Sci.*, 4, 52, doi:10.3389/feart.2016.00052, 2016.
- Haiden, T., Kann, A., Wittmann, C., Pistotnik, G., Bica, B., and Gruber, C. : The Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis (INCA) system and its validation over the Eastern Alpine region, *Wea. Forecasting*, 26, 166–183, doi:10.1175/2010WAF2222451.1, 2011.
- Hakuba, M. Z., Folini, D., Sanchez-Lorenzo, A., and Wild, M. : Spatial representativeness of ground-based solar radiation measurements, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 8585–8597, doi:10.1002/jgrd.50673, 2013.
- Hammonds, K. and Baker, I. : Investigating the thermophysical properties of the ice–snow interface under a controlled temperature gradient Part II : Analysis, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 125, 12–20, doi:10.1016/j.coldregions.2016.01.006, 2016.
- Hammonds, K., Lieb-Lappen, R., Baker, I., and Wang, X. : Investigating the thermophysical properties of the ice–snow interface under a controlled temperature gradient : Part I : Experiments & Observations, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 120, 157–167, doi:10.1016/j.coldregions.2015.09.006, 2015.
- Hanzer, F., Helfricht, K., Marke, T., and Strasser, U. : Multilevel spatiotemporal validation of snow/ice mass balance and runoff modeling in glacierized catchments, *The Cryosphere*, 10, 1859–1881, doi:10.5194/tc-10-1859-2016, 2016.
- Hendrikx, J. and Johnson, J. : Understanding global crowd sourcing data to examine travel behavior in avalanche terrain, in : *Proceedings of the International Snow Science Workshop*, Breckenridge, Colorado, USA, pp. 737–743, URL http://arc.lib.montana.edu/snow-science/objects/ISSW16_P2.06.pdf, 2016.
- Hinkelman, L. M., Lapo, K. E., Cristea, N. C., and Lundquist, J. D. : Using CERES SYN surface irradiance data as forcing for snowmelt simulation in complex terrain, *J. Hydrometeor.*, 16, 2133–2152, doi:10.1175/JHM-D-14-0179.1, 2015.
- Horton, S. and Jamieson, B. : Modelling hazardous surface hoar layers across western Canada with a coupled weather and snow cover model, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 128, 22–31, doi:10.1016/j.coldregions.2016.05.002, 2016.
- Horton, S., Bellaire, S., and Jamieson, B. : Modelling the formation of surface hoar layers and tracking post-burial changes for avalanche forecasting, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 97, 81–89, doi:10.1016/j.coldregions.2013.06.012, 2014.

- Horton, S., Schirmer, M., and Jamieson, B. : Meteorological, elevation, and slope effects on surface hoar formation, *The Cryosphere*, 9, 1523–1533, doi:10.5194/tc-9-1523-2015, 2015.
- Houze, R. A. : Orographic effects on precipitating clouds, *Rev. Geophys.*, 50, doi:10.1029/2011RG000365, RG1001, 2012.
- Ineichen, P., Barroso, C. S., Geiger, B., Hollmann, R., Marsouin, A., and Mueller, R. : Satellite Application Facilities irradiance products : hourly time step comparison and validation over Europe, *Int. J. Remote Sens.*, 30, 5549–5571, doi:10.1080/01431160802680560, 2009.
- Ishizaka, M., Motoyoshi, H., Yamaguchi, S., Nakai, S., Shiina, T., and Muramoto, K.-I. : Relationships between snowfall density and solid hydrometeors, based on measured size and fall speed, for snowpack modeling applications, *The Cryosphere*, 10, 2831–2845, doi:10.5194/tc-10-2831-2016, 2016.
- Jamieson, B. : Formation of refrozen snowpack layers and their role in slab avalanche release, *Rev. Geophys.*, 44, doi:10.1029/2005RG000176, RG2001, 2006.
- Jarry, F. : Bilan des accidents d'avalanche 2014-2015, *Neige et Avalanches*, 151, 12–15, URL http://www.anena.org/include/viewFile.php?idtf=38985&path=7e%2FWEB_CHEMIN_38985_1452598628.pdf, 2015.
- Jonas, T., Geiger, F., and Jenny, H. : Mortality pattern of the Alpine chamois : the influence of snow-meteorological factors, *Ann. Glaciol.*, 49, 56–62, doi:10.3189/172756408787814735, 2008a.
- Jonas, T., Rixen, C., Sturm, M., and Stoeckli, V. : How alpine plant growth is linked to snow cover and climate variability, *J. Geophys. Res.*, 113, doi:10.1029/2007JG000680, g03013, 2008b.
- Jones, K. F. : Ice accretion in freezing rain, Tech. Rep. CRREL Report 96-2, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, NH, URL <http://www.dtic.mil/get-tr-doc/pdf?AD=ADA310659>, 1996.
- Jordan, R. : A one-dimensional temperature model for a snow cover : Technical documentation for SNTHERM. 89., Tech. Rep. CRREL Report 91-16, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, NH, URL http://acwc.sdp.sirsi.net/client/en_US/search/asset/1011960;jsessionid=69394A5740F2B96237317AFE401D32A4.enterprise-15000, 1991.

- Kessler, E. : On the distribution and continuity of water substance on atmospheric circulation, *Meteorol. Monogr.*, 10, 1–84, doi:10.1007/978-1-935704-36-2_1, 1969.
- Klein, A. G. and Stroeve, J. : Development and validation of a snow albedo algorithm for the MODIS instrument, *Ann. Glaciol.*, 34, 45–52, doi:10.3189/172756402781817662, 2002.
- Kodama, M. : Continuous monitoring of snow water equivalent using cosmic ray neutrons, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 3, 295–303, doi:10.1016/0165-232X(80)90036-1, 1980.
- Kohler, J. and Aanes, R. : Effect of winter snow and ground-icing on a Svalbard reindeer population : Results of a simple snowpack model, *Arct., Antarc., Alp. Res.*, 36, 333–341, doi:10.1657/1523-0430(2004)036[0333 :EOWSAG]2.0.CO ;2, 2004.
- Kopp, G. and Lean, J. L. : A new, lower value of total solar irradiance : Evidence and climate significance, *Geophys. Res. Lett.*, 38, doi:10.1029/2010GL045777, L01706, 2011.
- Lafaysse, M., Hingray, B., Etchevers, P., Martin, E., and Obled, C. : Influence of spatial discretization, underground water storage and glacier melt on a physically-based hydrological model of the Upper Durance River basin, *J. Hydrol.*, 403, 116–129, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.03.046, 2011.
- Lafaysse, M., Morin, S., Coleou, C., Vernay, M., Serca, D., Besson, F., Willemet, J.-M., Giraud, G., and Durand, Y. : Towards a new chain of models for avalanche hazard forecasting in French mountain ranges, including low altitude mountains, in : *Proceedings of the International Snow Science Workshop, Grenoble–Chamonix Mont-Blanc, France*, pp. 162–166, URL http://arc.lib.montana.edu/snow-science/objects/ISSW13_paper_01-02.pdf, 2013.
- Lafaysse, M., Cluzet, B., Dumont, M., Lejeune, Y., Vionnet, V., and Morin, S. : A multiphysical ensemble system of numerical snow modelling, *The Cryosphere*, 11, 1173–1198, doi:10.5194/tc-11-1173-2017, 2017.
- Lafore, J., Stein, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron, J., Fischer, C., Hereil, P., Mascart, P., Pinty, J., Redelsperger, J. L., Richard, E., and Vila-Guerau de Arellano, J. : The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I : adiabatic formulation and control simulations, *Ann. Geophysicae*, 16, 90–109, doi:10.1007/s00585-997-0090-6, 1998.

- Lalaurette, F. : Early detection of abnormal weather conditions using a probabilistic extreme forecast index, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 129, 3037–3057, doi:10.1256/qj.02.152, 2003.
- Langlois, A., Johnson, C.-A., Montpetit, B., Royer, A., Blukacz-Richards, E., Neave, E., Dolant, C., Roy, A., Arhonditsis, G., Kim, D.-K., Kaluskar, S., and Brucker, L. : Detection of rain-on-snow (ROS) events and ice layer formation using passive microwave radiometry : A context for Peary caribou habitat in the Canadian Arctic, *Remote Sens. Environ.*, 189, 84–95, doi:10.1016/j.rse.2016.11.006, 2017.
- Lapo, K. E., Hinkelman, L. M., Landry, C. C., Massmann, A. K., and Lundquist, J. D. : A simple algorithm for identifying periods of snow accumulation on a radiometer, *Water Resour. Res.*, 51, 7820–7828, doi:10.1002/2015WR017590, 2015a.
- Lapo, K. E., Hinkelman, L. M., Raleigh, M. S., and Lundquist, J. D. : Impact of errors in the downwelling irradiances on simulations of snow water equivalent, snow surface temperature, and the snow energy balance, *Water Resour. Res.*, 51, 1649–1670, doi:10.1002/2014WR016259, 2015b.
- Lapo, K. E., Hinkelman, L. M., Sumargo, E., Hughes, M., and Lundquist, J. D. : A critical evaluation of modeled solar irradiance over California for hydrologic and land surface modeling, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 122, 299–317, doi:10.1002/2016JD025527, 2017.
- Lecorps, D. and Morin, S. : Le réseau de stations automatiques de haute montagne "Nivôse" de Météo-France, *Météo et Climat Info*, 51, 7, URL https://meteoetclimat.fr/wp-content/uploads/2017/03/51-METEOetCLIMAT-INFO_novembre2015.pdf, 2015.
- Lecuret, C., Raphoz, C., Collombat, C., Vagnard, J., and Voltzenlogel, D. : Tourism monitor. Savoie Mont Blanc facts and figures, Tech. rep., Savoie Mont Blanc Tourisme, URL <http://pro.savoie-mont-blanc.com/content/view/full/6682>, 2014.
- Lehning, M. and Fierz, C. : Assessment of snow transport in avalanche terrain, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 51, 240–252, doi:10.1016/j.coldregions.2007.05.012, 2008.
- Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B., Russi, T., Stöckli, U., and Zimmerli, M. : SNOWPACK model calculations for avalanche warning based upon a new network of weather and snow stations, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 30, 145–157, doi:10.1016/S0165-232X(99)00022-1, 1999.
- Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B., and Fierz, C. : A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning : Part III : meteorological forcing, thin layer formation and

- evaluation, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 35, 169–184, doi:10.1016/S0165-232X(02)00072-1, 2002a.
- Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B., Fierz, C., and Satyawali, P. : A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning : Part II : snow microstructure, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 35, 147–167, doi:10.1016/S0165-232X(02)00073-3, 2002b.
- Lehning, M., Völksch, I., Gustafsson, D., Nguyen, T. A., Stähli, M., and Zappa, M. : ALPINE3D : a detailed model of mountain surface processes and its application to snow hydrology, *Hydrol. Process.*, 20, 2111–2128, doi:10.1002/hyp.6204, 2006.
- Lehning, M., Löwe, H., Ryser, M., and Raderschall, N. : Inhomogeneous precipitation distribution and snow transport in steep terrain, *Water Resour. Res.*, 44, W07 404, doi:10.1029/2007WR006545, 2008.
- Li, L. and Pomeroy, J. W. : Estimates of threshold wind speeds for snow transport using meteorological data, *J. Appl. Meteor.*, 36, 205–213, doi:10.1175/1520-0450(1997)036<0205 :EOTWSF>2.0.CO ;2, 1997.
- Libbrecht, K. G. : The physics of snow crystals, *Rep. Prog. Phys.*, 68, 855–895, doi:10.1088/0034-4885/68/4/R03, 2005.
- Libois, Q., Picard, G., France, J. L., Arnaud, L., Dumont, M., Carmagnola, C. M., and King, M. D. : Influence of grain shape on light penetration in snow, *The Cryosphere*, 7, 1803–1818, doi:10.5194/tc-7-1803-2013, 2013.
- Libois, Q., Picard, G., Arnaud, L., Dumont, M., Lafaysse, M., Morin, S., and Lefebvre, E. : Summertime evolution of snow specific surface area close to the surface on the Antarctic Plateau, *The Cryosphere*, 9, 2383–2398, doi:10.5194/tc-9-2383-2015, 2015.
- Locatelli, J. D. and Hobbs, P. V. : Fall speeds and masses of solid precipitation particles, *J. Geophys. Res.*, 79, 2185–2197, doi:10.1029/JC079i015p02185, 1974.
- López-Moreno, J. I., Goyette, S., and Beniston, M. : Impact of climate change on snow-pack in the Pyrenees : Horizontal spatial variability and vertical gradients, *J. Hydrol.*, 374, 384–396, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.06.049, 2009.
- López-Moreno, J. I., Fassnacht, S. R., Heath, J. T., Musselman, K. N., Revuelto, J., Latron, J., Morán-Tejeda, E., and Jonas, T. : Small scale spatial variability of snow density and depth over complex alpine terrain : Implications for estimating snow water equivalent, *Adv. Water Resour.*, 55, 40–52, doi:10.1016/j.advwatres.2012.08.010, 2013.

- Lutz, E., Birkeland, K. W., Kronholm, K., Hansen, K., and Aspinall, R. : Surface hoar characteristics derived from a snow micropenetrometer using moving window statistical operations, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 47, 118–133, doi:10.1016/j.coldregions.2006.08.021, 2007.
- Maggioni, M. and Gruber, U. : The influence of topographic parameters on avalanche release dimension and frequency, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 37, 407–419, doi:10.1016/S0165-232X(03)00080-6, 2003.
- Magnusson, J., Farinotti, D., Jonas, T., and Bavay, M. : Quantitative evaluation of different hydrological modelling approaches in a partly glacierized Swiss watershed, *Hydrol. Process.*, 25, 2071–2084, doi:10.1002/hyp.7958, 2011.
- Magnusson, J., Gustafsson, D., Hüsler, F., and Jonas, T. : Assimilation of point SWE data into a distributed snow cover model comparing two contrasting methods, *Water Resour. Res.*, 50, 7816–7835, doi:10.1002/2014WR015302, 2014.
- Mahfouf, J.-F., Brasnett, B., and Gagnon, S. : A Canadian precipitation analysis (CaPA) project : Description and preliminary results, *Atmos.-Ocean*, 45, 1–17, doi:10.3137/ao.v450101, 2007.
- Mailhot, J., Bélair, S., Lefavre, L., Bilodeau, B., Desgagné, M., Girard, C., Glazer, A., Leduc, A.-M., Méthot, A., Patoine, A., et al. : The 15-km version of the Canadian regional forecast system, *Atmos.-Ocean*, 44, 133–149, doi:10.3137/ao.440202, 2006.
- Makkonen, L. : Models for the growth of rime, glaze, icicles and wet snow on structures, *Philos. Trans. R. Soc. A*, 358, 2913–2939, doi:10.1098/rsta.2000.0690, 2000.
- Male, D. H. and Granger, R. J. : Snow surface energy exchange, *Water Resour. Res.*, 17, 609–627, doi:10.1029/WR017i003p00609, 1981.
- Marbouty, D. : An experimental study of temperature-gradient metamorphism, *J. Glaciol.*, 26, 303–312, doi:10.1017/S0022143000010844, 1980.
- Maris, M., Giraud, G., Durand, Y., Navarre, J.-P., and Mérindol, L. : Results of 50 years of climate reanalysis in the French Pyrenees (1958–2008) using the SAFRAN and CROCUS models, in : *Proceedings of the International Snow Science Workshop, Davos, Switzerland*, pp. 219–223, URL <http://arc.lib.montana.edu/snow-science/objects/issw-2009-0219-0223.pdf>, 2009.
- Marke, T., Strasser, U., Hanzer, F., Stötter, J., Wilcke, R. A. I., and Gobiet, A. : Scenarios of future snow conditions in Styria (Austrian Alps), *J. Hydrometeor.*, 16, 261–277, doi:10.1175/JHM-D-14-0035.1, 2015.

- Marks, D. and Dozier, J. : Climate and energy exchange at the snow surface in the Alpine Region of the Sierra Nevada : 2. Snow cover energy balance, *Water Resour. Res.*, 28, 3043–3054, doi:10.1029/92WR01483, 1992.
- Marks, D., Domingo, J., Susong, D., Link, T., and Garen, D. : A spatially distributed energy balance snowmelt model for application in mountain basins, *Hydrol. Process.*, 13, 1935–1959, doi:10.1002/(SICI)1099-1085(199909)13:12/13<1935::AID-HYP868>3.0.CO;2-C, 1999.
- Marks, D., Winstral, A., Reba, M., Pomeroy, J., and Kumar, M. : An evaluation of methods for determining during-storm precipitation phase and the rain/snow transition elevation at the surface in a mountain basin, *Adv. Water Resour.*, 55, 98–110, doi:10.1016/j.advwatres.2012.11.012, 2013.
- Marti, R. : Application of very high resolution optical remote sensing methods to monitor and reconstruct the pyrenean cryosphere, Ph.D. thesis, Université Toulouse le Mirail - Toulouse II, URL <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01540865>, 2016.
- Marti, R., Gascoin, S., Houet, T., Ribière, O., Laffly, D., Condom, T., Monnier, S., Schmutz, M., Camerlynck, C., Tihay, J. P., Soubeyroux, J. M., and René, P. : Evolution of Ossoue Glacier (French Pyrenees) since the end of the Little Ice Age, *The Cryosphere*, 9, 1773–1795, doi:10.5194/tc-9-1773-2015, 2015.
- Marti, R., Gascoin, S., Berthier, E., de Pinel, M., Houet, T., and Laffly, D. : Mapping snow depth in open alpine terrain from stereo satellite imagery, *The Cryosphere*, 10, 1361–1380, doi:10.5194/tc-10-1361-2016, 2016.
- Martin, E. and Lejeune, Y. : Turbulent fluxes above the snow surface, *Ann. Glaciol.*, 26, 179–183, doi:10.1017/S0260305500014774, 1998.
- Marty, C., Philipona, R., Fröhlich, C., and Ohmura, A. : Altitude dependence of surface radiation fluxes and cloud forcing in the Alps : results from the alpine surface radiation budget network, *Theor. Appl. Climatol.*, 72, 137–155, doi:10.1007/s007040200019, 2002.
- Marty, C., Schlögl, S., Bavay, M., and Lehning, M. : How much can we save ? Impact of different emission scenarios on future snow cover in the Alps, *The Cryosphere*, 11, 517–529, doi:10.5194/tc-11-517-2017, 2017.
- Mason, S. J. and Graham, N. E. : Areas beneath the relative operating characteristics (ROC) and relative operating levels (ROL) curves : Statistical significance and inter-

- pretation, Q.J.R. Meteorol. Soc., 128, 2145–2166, doi:10.1256/003590002320603584, 2002.
- Masson, V., Champeaux, J.-L., Chauvin, F., Meriguet, C., and Lacaze, R. : A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models, *J. Climate*, 16, 1261–1282, doi:10.1175/1520-0442-16.9.1261, 2003.
- Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouyssel, F., Brousseau, P., Brun, E., Calvet, J.-C., Carrer, D., Decharme, B., Delire, C., Donier, S., Essaouini, K., Gibelin, A.-L., Giordani, H., Habets, F., Jidane, M., Kerdraon, G., Kourzeneva, E., Lafaysse, M., Lafont, S., Lebeaupin Brossier, C., Lemonsu, A., Mahfouf, J.-F., Marguinaud, P., Mokhtari, M., Morin, S., Pigeon, G., Salgado, R., Seity, Y., Taillefer, F., Tanguy, G., Tulet, P., Vincendon, B., Vionnet, V., and Voldoire, A. : The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of Earth surface variables and fluxes, *Geosci. Model Dev.*, 6, 929–960, doi:10.5194/gmd-6-929-2013, 2013.
- MEDDE/ONF/IRSTEA : Carte de Localisation des Phénomènes d'Avalanche : Notice sur les avalanches constatées et leur environnement, dans le massif de la Haute-Bigorre, Tech. rep., IRSTEA, St-Martin-d'Hères, URL ftp://avalanchesftp.grenoble.cemagref.fr/epaclpa/notices_par_massif/hautebigorre.pdf, 2016a.
- MEDDE/ONF/IRSTEA : Carte de Localisation des Phénomènes d'Avalanche : Notice sur les avalanches constatées et leur environnement, dans le massif du Queyras, Tech. rep., IRSTEA, St-Martin-d'Hères, URL ftp://avalanchesftp.grenoble.cemagref.fr/epaclpa/notices_par_massif/queyras.pdf, 2016b.
- Milbrandt, J. A., Glazer, A., and Jacob, D. : Predicting the snow-to-liquid ratio of surface precipitation using a bulk microphysics scheme, *Mon. Wea. Rev.*, 140, 2461–2476, doi:10.1175/MWR-D-11-00286.1, 2012.
- Milbrandt, J. A., élair, S., Faucher, M., Vallée, M., Carrera, M. L., and Glazer, A. : The Pan-Canadian High Resolution (2.5 km) Deterministic Prediction System, *Wea. Forecasting*, 31, 1791–1816, doi:10.1175/WAF-D-16-0035.1, 2016.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., and Clough, S. A. : Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres : RRTM, a validated correlated-k model for the longwave, *J. Geophys. Res.*, 102, 16 663–16 682, doi:10.1029/97JD00237, 1997.
- Moreno, A., Gilabert, M., Camacho, F., and Martínez, B. : Validation of daily global solar irradiation images from MSG over Spain, *Renewable Energy*, 60, 332–342, doi:10.1016/j.renene.2013.05.019, 2013.

- Morin, S. : Observation and numerical modeling of snow on the ground : use of existing tools and contribution to ongoing developments, Habilitation à diriger des recherches, Université Joseph Fourier, Grenoble, URL <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01098576>, 2014.
- Morin, S., Lejeune, Y., Lesaffre, B., Panel, J.-M., Poncet, D., David, P., and Sudul, M. : An 18-yr long (1993–2011) snow and meteorological dataset from a mid-altitude mountain site (Col de Porte, France, 1325 m alt.) for driving and evaluating snowpack models, *Earth Syst. Sci. Data*, 4, 13–21, doi:10.5194/essd-4-13-2012, 2012.
- Morin, S., Domine, F., Dufour, A., Lejeune, Y., Lesaffre, B., Willemet, J.-M., Carmagnola, C., and Jacobi, H.-W. : Measurements and modeling of the vertical profile of specific surface area of an alpine snowpack, *Adv. Water Resour.*, 55, 111–120, doi:10.1016/j.advwatres.2012.01.010, 2013.
- Moroz, D. : Effects of an early season "rain" crust on snow pack stability within the continental climate, in : *Proceedings of the International Snow Science Workshop*, Penticton, British Columbia, pp. 502–507, URL <http://arc.lib.montana.edu/snow-science/objects/issw-2002-502-507.pdf>, 2002.
- Morrison, H. and Milbrandt, J. A. : Parameterization of cloud microphysics based on the prediction of bulk ice particle properties. Part I : Scheme description and idealized tests, *J. Atmos. Sci.*, 72, 287–311, doi:10.1175/JAS-D-14-0065.1, 2015.
- Mott, R. and Lehning, M. : Meteorological modeling of very high-resolution wind fields and snow deposition for mountains, *J. Hydrometeor.*, 11, 934–949, doi:10.1175/2010JHM1216.1, 2010.
- Mott, R., Schirmer, M., Bavay, M., Grünwald, T., and Lehning, M. : Understanding snow-transport processes shaping the mountain snow-cover, *The Cryosphere*, 4, 545–559, doi:10.5194/tc-4-545-2010, 2010.
- Mott, R., Schirmer, M., and Lehning, M. : Scaling properties of wind and snow depth distribution in an Alpine catchment, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 116, doi:10.1029/2010JD014886, D06106, 2011.
- Mott, R., Scipión, D., Schneebeli, M., Daves, N., Berne, A., and Lehning, M. : Orographic effects on snow deposition patterns in mountainous terrain, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119, 1419–1439, doi:10.1002/2013JD019880, 2014.

- Muller, C., Chapman, L., Johnston, S., Kidd, C., Illingworth, S., Foody, G., Overeem, A., and Leigh, R. : Crowdsourcing for climate and atmospheric sciences : current status and future potential, *Int. J. Climatol.*, 35, 3185–3203, doi:10.1002/joc.4210, 2015.
- Müller, M., Homleid, M., Ivarsson, K.-I., Køltzow, M. A. Ø., Lindskog, M., Midtbø, K. H., Andrae, U., Aspelien, T., Berggren, L., Bjørge, D., Dahlgren, P., Kristiansen, J., Randriamampianina, R., Ridal, M., and Vignes, O. : AROME-MetCoOp : a nordic convective-scale operational weather prediction model, *Wea. Forecasting*, 32, 609–627, doi:10.1175/WAF-D-16-0099.1, 2017.
- Myers, T. G., Charpin, J. P. F., and Thompson, C. P. : Slowly accreting ice due to supercooled water impacting on a cold surface, *Phys. Fluids*, 14, 240–256, doi:10.1063/1.1416186, 2002.
- Nakaya, U. : *Snow crystals : natural and artificial*, Harvard University Press, Cambridge, Massachusetts, USA, 1954.
- Niwano, M., Aoki, T., Kuchiki, K., Hosaka, M., and Kodama, Y. : Snow Metamorphism and Albedo Process (SMAP) model for climate studies : Model validation using meteorological and snow impurity data measured at Sapporo, Japan, *J. Geophys. Res.*, 117, doi:10.1029/2011JF002239, F03008, 2012.
- Noilhan, J. and Planton, S. : A simple parameterization of land surface processes for meteorological models, *Mon. Wea. Rev.*, 117, 536–549, doi:10.1175/1520-0493(1989)117<0536 :ASPOLS>2.0.CO ;2, 1989.
- Nolan, M., Larsen, C., and Sturm, M. : Mapping snow depth from manned aircraft on landscape scales at centimeter resolution using structure-from-motion photogrammetry, *The Cryosphere*, 9, 1445–1463, doi:10.5194/tc-9-1445-2015, 2015.
- Nurmi, P. : Recommendations on the verification of local weather forecasts, Tech. Rep. 430, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, URL <https://www.ecmwf.int/sites/default/files/elibrary/2003/11401-recommendations-verification-local-weather-forecasts.pdf>, 2003.
- Ohmura, A., Gilgen, H., Hegner, H., Müller, G., Wild, M., Dutton, E. G., Forgan, B., Fröhlich, C., Philipona, R., Heimo, A., König-Langlo, G., McArthur, B., Pinker, R., Whitlock, C. H., and Dehne, K. : Baseline Surface Radiation Network (BSRN/WCRP) : New precision radiometry for climate research, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 2115–2136, doi:10.1175/1520-0477(1998)079<2115 :BSRNBW>2.0.CO ;2, 1998.

- Olefs, M., Schöner, W., Suklitsch, M., Wittmann, C., Niedermoser, B., Neururer, A., and Wurzer, A. : SNOWGRID - a new operational snow cover model in Austria, in : Proceedings of the International Snow Science Workshop, Grenoble–Chamonix Mont-Blanc, France, pp. 38–45, URL http://arc.lib.montana.edu/snow-science/objects/ISSW13_paper_04-07.pdf, 2013.
- Oliphant, A. J., Spronken-Smith, R. A., Sturman, A. P., and Owens, I. F. : Spatial variability of surface radiation fluxes in mountainous terrain, *J. Appl. Meteorol.*, 42, 113–128, doi:10.1175/1520-0450(2003)042<0113 :SVOSRF>2.0.CO ;2, 2003.
- Ozeki, T. and Akitaya, E. : Energy balance and formation of sun crust in snow, *Ann. Glaciol.*, 26, 35–38, doi:10.1017/S0260305500014518, 1998.
- Pahaut, E. : La métamorphose des cristaux de neige (Snow crystal metamorphosis), vol. 96 of *Monographies de la Météorologie Nationale*, Météo France, 1975.
- Paquet, E. : Evolution du modèle hydrologique MORDOR : modélisation du stock nival à différentes altitudes, *La Houille Blanche*, pp. 75–82, doi:10.1051/lhb :200402008, 2004.
- Pfeffer, W. T. and Humphrey, N. F. : Formation of ice layers by infiltration and refreezing of meltwater, *Ann. Glaciol.*, 26, 83–91, doi:10.1017/S0260305500014610, 1998.
- Pinty, J. P. and Jabouille, P. : A mixed-phase cloud parameterization for use in a mesoscale non hydrostatic model : Simulations of a squall line and of orographic precipitation, in : Conference on Cloud Physics, 17-21 August 1998, Everett, Wa, USA, pp. 217–220, URL http://mesonh.aero.obs-mip.fr/mesonh/dir_publication/pinty_jabouille_ams_ccp1998.pdf, 1998.
- Plüss, C. and Ohmura, A. : Longwave radiation on snow-covered mountainous surfaces, *J. Appl. Meteor.*, 36, 818–824, doi:10.1175/1520-0450-36.6.818, 1997.
- Podolskiy, E. A., Nygaard, B. E. K., Nishimura, K., Makkonen, L., and Lozowski, E. P. : Study of unusual atmospheric icing at Mount Zao, Japan, using the Weather Research and Forecasting model, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 117, doi:10.1029/2011JD017042, d12106, 2012.
- Pomeroy, J. W. and Dion, K. : Winter radiation extinction and reflection in a boreal pine canopy : measurements and modelling, *Hydrol. Process.*, 10, 1591–1608, doi:10.1002/(SICI)1099-1085(199612)10 :12<1591 : :AID-HYP503>3.0.CO ;2-8, 1996.

- Pomeroy, J. W. and Gray, D. M. : Snowcover accumulation, relocation and management, National Hydrology Research Institute Science Report No. 7, NHRI Environment Canada, Saskatoon, 1995.
- Pomeroy, J. W., Gray, D. M., Brown, T., Hedstrom, N. R., Quinton, W. L., Granger, R. J., and Carey, S. K. : The cold regions hydrological model : a platform for basing process representation and model structure on physical evidence, *Hydrol. Process.*, 21, 2650–2667, doi:10.1002/hyp.6787, 2007.
- Pomeroy, J. W., Fang, X., and Marks, D. G. : The cold rain-on-snow event of June 2013 in the Canadian Rockies – characteristics and diagnosis, *Hydrol. Process.*, 30, 2899–2914, doi:10.1002/hyp.10905, 2016.
- Power, B. A., Summers, P. W., and D’Avignon, J. : Snow crystal forms and riming effects as related to snowfall density and general storm conditions, *J. Atmos. Sci.*, 21, 300–305, doi:10.1175/1520-0469(1964)021<0300 :SCFARE>2.0.CO ;2, 1964.
- Prata, A. J. : A new long-wave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 122, 1127–1151, doi:10.1002/qj.49712253306, 1996.
- Prokop, A. : Assessing the applicability of terrestrial laser scanning for spatial snow depth measurements, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 54, 155–163, doi:10.1016/j.coldregions.2008.07.002, 2008.
- Pruppacher, H. and Klett, J. : Microphysics of clouds and precipitation, vol. 18 of *Atmospheric and Oceanographic Sciences Library*, Springer Netherlands, doi:10.1007/978-0-306-48100-0, 1996.
- Pruppacher, H. R. : A new look at homogeneous ice nucleation in supercooled water drops, *J. Atmos. Sci.*, 52, 1924–1933, doi:10.1175/1520-0469(1995)052<1924 :AN-LAHI>2.0.CO ;2, 1995.
- Quéno, L., Vionnet, V., Dombrowski-Etchevers, I., Lafaysse, M., Dumont, M., and Karbou, F. : Snowpack modelling in the Pyrenees driven by kilometric-resolution meteorological forecasts, *The Cryosphere*, 10, 1571–1589, doi:10.5194/tc-10-1571-2016, 2016.
- Quéno, L., Karbou, F., Vionnet, V., and Dombrowski-Etchevers, I. : Satellite products of incoming solar and longwave radiations used for snowpack modelling in mountainous terrain, *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, in review, doi:10.5194/hess-2017-563, 2017.

- Quéno, L., Vionnet, V., Cabot, F., Vrécourt, D., and Dombrowski-Etchevers, I. : Forecasting and modelling ice layer formation on the snowpack due to freezing precipitation in the Pyrenees, *Cold Reg. Sci Technol.*, 146, 19–31, doi:10.1016/j.coldregions.2017.11.007, 2018.
- Quintana-Seguí, P., Moigne, P. L., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchisteguy, L., and Morel, S. : Analysis of near-surface atmospheric variables : Validation of the SAFRAN analysis over France, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 47, 92–107, doi:10.1175/2007JAMC1636.1, 2008.
- Raleigh, M. S., Lundquist, J. D., and Clark, M. P. : Exploring the impact of forcing error characteristics on physically based snow simulations within a global sensitivity analysis framework, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19, 3153–3179, doi:10.5194/hess-19-3153-2015, 2015.
- Rango, A. and Martinec, J. : Revisiting the degree-day method for snowmelt computations, *J. Am. Water Resour. Assoc.*, 31, 657–669, doi:10.1111/j.1752-1688.1995.tb03392.x, 1995.
- Rasmussen, R. M., Bernstein, B. C., Murakami, M., Stossmeister, G., Reisner, J., and Stankov, B. : The 1990 Valentine’s day Arctic outbreak. Part I : mesoscale and microscale structure and evolution of a Colorado front range shallow upslope cloud, *J. Appl. Meteorol.*, 34, 1481–1511, doi:10.1175/1520-0450-34.7.1481, 1995.
- Rasmussen, R. M., Geresdi, I., Thompson, G., Manning, K., and Karplus, E. : Freezing drizzle formation in stably stratified layer clouds : The role of radiative cooling of cloud droplets, cloud condensation nuclei, and ice initiation, *J. Atmos. Sci.*, 59, 837–860, doi:10.1175/1520-0469(2002)059<0837 :FDFISS>2.0.CO ;2, 2002.
- Rauber, R. M., Olthoff, L. S., Ramamurthy, M. K., and Kunkel, K. E. : The relative importance of warm rain and melting processes in freezing precipitation events, *J. Appl. Meteor.*, 39, 1185–1195, doi:10.1175/1520-0450(2000)039<1185 :TRIOWR>2.0.CO ;2, 2000.
- Reiweger, I. and Schweizer, J. : Weak layer fracture : facets and depth hoar, *The Cryosphere*, 7, 1447–1453, doi:10.5194/tc-7-1447-2013, 2013.
- René, P. : Le suivi des glaciers dans les Pyrénées françaises, *La Météorologie*, 85, 27–34, doi:10.4267/2042/53748, 2014.

- Réveillet, M., Vincent, C., Six, D., and Rabatel, A. : Which empirical model is best suited to simulate glacier mass balances?, *J. Glaciol.*, 63, 39–54, doi:10.1017/jog.2016.110, 2017.
- Revuelto, J., López-Moreno, J. I., Azorin-Molina, C., and Vicente-Serrano, S. M. : Topographic control of snowpack distribution in a small catchment in the central Spanish Pyrenees : intra- and inter-annual persistence, *The Cryosphere*, 8, 1989–2006, doi:10.5194/tc-8-1989-2014, 2014.
- Richner, H. and Hächler, P. : Understanding and forecasting Alpine Foehn, in : *Mountain Weather Research and Forecasting : Recent Progress and Current Challenges*, edited by Chow, F. K., De Wekker, S. F., and Snyder, B. J., pp. 219–260, Springer Netherlands, doi:10.1007/978-94-007-4098-3_4, 2013.
- Ritter, B. and Geleyn, J.-F. : A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations, *Mon. Wea. Rev.*, 120, 303–325, doi:10.1175/1520-0493(1992)120<0303 :ACRSFN>2.0.CO ;2, 1992.
- Rousselot, M., Durand, Y., Giraud, G., Mérindol, L., Dombrowski-Etchevers, I., Déqué, M., and Castebrunet, H. : Statistical adaptation of ALADIN RCM outputs over the French Alps – application to future climate and snow cover, *The Cryosphere*, 6, 785–805, doi:10.5194/tc-6-785-2012, 2012.
- Rutan, D. A., Kato, S., Doelling, D. R., Rose, F. G., Nguyen, L. T., Caldwell, T. E., and Loeb, N. G. : CERES synoptic product : Methodology and validation of surface radiant flux, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 32, 1121–1143, doi:10.1175/JTECH-D-14-00165.1, 2015.
- Saccone, P., Morin, S., Baptist, F., Bonneville, J.-M., Colace, M.-P., Domine, F., Faure, M., Geremia, R., Locket, J., Poly, F., Lavorel, S., and Clément, J.-C. : The effects of snowpack properties and plant strategies on litter decomposition during winter in subalpine meadows, *Plant Soil*, 363, 215–229, doi:10.1007/s11104-012-1307-3, 2013.
- Saloranta, T. M. : Simulating snow maps for Norway : description and statistical evaluation of the seNorge snow model, *The Cryosphere*, 6, 1323–1337, doi:10.5194/tc-6-1323-2012, 2012.
- Sauter, T. and Obleitner, F. : Assessing the uncertainty of glacier mass-balance simulations in the European Arctic based on variance decomposition, *Geosci. Model Dev.*, 8, 3911–3928, doi:10.5194/gmd-8-3911-2015, 2015.

- Schirmer, M. and Jamieson, B. : Verification of analysed and forecasted winter precipitation in complex terrain, *The Cryosphere*, 9, 587–601, doi:10.5194/tc-9-587-2015, 2015.
- Schmetz, J. : Towards a surface radiation climatology : Retrieval of downward irradiances from satellites, *Atmos. Res.*, 23, 287–321, doi:10.1016/0169-8095(89)90023-9, 1989.
- Schmetz, J., Pili, P., Tjemkes, S., Just, D., Kerkmann, J., Rota, S., and Ratier, A. : An introduction to Meteosat Second Generation (MSG), *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83, 977–992, doi:10.1175/1520-0477(2002)083<0977 :AITMSG>2.3.CO ;2, 2002.
- Schmidt, R. A. : Threshold wind-speeds and elastic impact in snow transport, *J. Glaciol.*, 26, 453–467, doi:10.1017/S0022143000010972, 1980.
- Schweizer, J. and Jamieson, J. : Snow cover properties for skier triggering of avalanches, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 33, 207–221, doi:10.1016/S0165-232X(01)00039-8, 2001.
- Schweizer, J., Jamieson, J. B., and Schneebeli, M. : Snow avalanche formation, *Rev. Geophys.*, 41, doi:10.1029/2002RG000123, 1016, 2003.
- Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bénard, P., Bouttier, F., Lac, C., and Masson, V. : The AROME-France convective scale operational model, *Mon. Weather Rev.*, 129, 976–991, doi:10.1175/2010MWR3425.1, 2011.
- Serreze, M. C., Clark, M. P., Armstrong, R. L., McGinnis, D. A., and Pulwarty, R. S. : Characteristics of the western United States snowpack from snowpack telemetry (SNOTEL) data, *Water Resour. Res.*, 35, 2145–2160, doi:10.1029/1999WR900090, 1999.
- Sicart, J. E., Espinoza, J. C., Quéno, L., and Medina, M. : Radiative properties of clouds over a tropical Bolivian glacier : seasonal variations and relationship with regional atmospheric circulation, *Int. J. Climatol.*, 36, 3116–3128, doi:10.1002/joc.4540, 2016.
- Sirguey, P. : Monitoring snow cover and modelling catchment discharge with remote sensing in the upper Waitaki basin, New Zealand, Ph.D. thesis, University of Otago, Dunedin, New Zealand, URL <http://hdl.handle.net/10523/332>, 2009.
- Soci, C., Bazile, E., Besson, F., and Landelius, T. : High-resolution precipitation re-analysis system for climatological purposes, *Tellus A*, 68, 29879, doi:10.3402/tellusa.v68.29879, 2016.

- Sommer, C. G., Lehning, M., and Mott, R. : Snow in a very steep rock face : Accumulation and redistribution during and after a snowfall event, *Front. Earth Sci.*, 3, 73, doi:10.3389/feart.2015.00073, 2015.
- Sovilla, B., McElwaine, J. N., and Louge, M. Y. : The structure of powder snow avalanches, *C. R. Phys.*, 16, 97–104, doi:10.1016/j.crhy.2014.11.005, 2015.
- Spandre, P., Francois, H., Morin, S., and George-Marcelpoil, E. : Snowmaking in the French Alps. Climatic context, existing facilities and outlook, *Rev. Geogr. Alp.*, 103, doi:10.4000/rga.2913, 2015.
- Spandre, P., François, H., George-Marcelpoil, E., and Morin, S. : Panel based assessment of snow management operations in French ski resorts, *J. Outdoor Recreat. Tour.*, 16, 24–36, doi:10.1016/j.jort.2016.09.002, 2016a.
- Spandre, P., Morin, S., Lafaysse, M., Lejeune, Y., François, H., and George-Marcelpoil, E. : Integration of snow management processes into a detailed snowpack model, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 125, 48–64, doi:10.1016/j.coldregions.2016.01.002, 2016b.
- Stewart, R. E. : Precipitation types in the transition region of winter storms, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 73, 287–296, doi:10.1175/1520-0477(1992)073<0287 :PTITTR>2.0.CO ;2, 1992.
- Stoelinga, M. T., Stewart, R. E., Thompson, G., and Thériault, J. M. : Microphysical processes within winter orographic cloud and precipitation systems, in : *Mountain Weather Research and Forecasting : Recent Progress and Current Challenges*, edited by Chow, F. K., De Wekker, S. F., and Snyder, B. J., pp. 345–408, Springer Netherlands, doi:10.1007/978-94-007-4098-3_7, 2013.
- Strasser, U., Corripio, J., Pellicciotti, F., Burlando, P., Brock, B., and Funk, M. : Spatial and temporal variability of meteorological variables at Haut Glacier d'Arolla (Switzerland) during the ablation season 2001 : Measurements and simulations, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 109, doi:10.1029/2003JD003973, d03103, 2004.
- Strasser, U., Bernhardt, M., Weber, M., Liston, G. E., and Mauser, W. : Is snow sublimation important in the alpine water balance?, *The Cryosphere*, 2, 53–66, doi:10.5194/tc-2-53-2008, 2008.
- Stuart, R. and Isaac, G. : Freezing precipitation in Canada, *Atmos.-Ocean*, 37, 87–102, doi:10.1080/07055900.1999.9649622, 1999.

- Sun, Z., Gebremichael, M., Ardö, J., and de Bruin, H. A. R. : Mapping daily evapotranspiration and dryness index in the East African highlands using MODIS and SEVIRI data, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 163–170, doi:10.5194/hess-15-163-2011, 2011.
- Szczypta, C., Gascoin, S., Houet, T., Hagolle, O., Dejoux, J.-F., Vigneau, C., and Fanise, P. : Impact of climate and land cover changes on snow cover in a small Pyrenean catchment, *J. Hydrol.*, 521, 84–99, doi:10.1016/j.jhydrol.2014.11.060, 2015.
- Tafferner, A. : Lee cyclogenesis resulting from the combined outbreak of cold air and potential vorticity against the Alps, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 43, 31–47, doi:10.1007/BF01028107, 1990.
- Tarboton, D. G. and Luce, C. H. : Utah Energy Balance snow accumulation and melt model (UEB), Computer model technical description and users guide, Tech. rep., Utah Water Research Laboratory and USDA Forest Service Intermountain Research Station, URL https://www.fs.fed.us/rm/boise/publications/watershed/rmrs_1996_tarbotond001.pdf, 1996.
- Tavakoli, F., Davis, S. H., and Kavehpour, H. P. : Freezing of supercooled water drops on cold solid substrates : initiation and mechanism, *J. Coating. Tech. Res.*, 12, 869–875, doi:10.1007/s11998-015-9693-0, 2015.
- Thompson, G., Rasmussen, R. M., and Manning, K. : Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I : Description and sensitivity analysis, *Mon. Weather Rev.*, 132, 519–542, doi:10.1175/1520-0493(2004)132<0519 :EFOWPU>2.0.CO ;2, 2004.
- Thompson, G., Nygaard, B. E., Makkonen, L., and Dierer, S. : Using the Weather Research and Forecasting (WRF) model to predict ground/structural icing, in : *Proceedings of the 13th International Workshop on Atmospheric Icing on Structures, METEOTEST*, URL http://iwais.compusult.net/html/session_3_thompson.pdf, 2009.
- Tremper, B. and Diegel, P. : The wisdom of crowds in avalanche forecasting, in : *Proceedings of the International Snow Science Workshop, Banff, Canada*, pp. 78–84, URL http://arc.lib.montana.edu/snow-science/objects/ISSW14_paper_04.01.pdf, 2014.
- Trigo, I. F., Bigg, G. R., and Davies, T. D. : Climatology of cyclogenesis mechanisms in the Mediterranean, *Mon. Wea. Rev.*, 130, 549–569, doi:10.1175/1520-0493(2002)130<0549 :COCMIT>2.0.CO ;2, 2002.

- Trigo, I. F., Barroso, C., Viterbo, P., Freitas, S. C., and Monteiro, I. T. : Estimation of downward long-wave radiation at the surface combining remotely sensed data and NWP data, *J. Geophys. Res.*, 115, doi:10.1029/2010JD013888, 2010.
- Trigo, I. F., Dacamara, C. C., Viterbo, P., Roujean, J.-L., Olesen, F., Barroso, C., de Coca, F. C., Carrer, D., Freitas, S. C., García-Haro, J., Geiger, B., Gellens-Meulenberghs, F., Ghilain, N., Meliá, J., Pessanha, L., Siljamo, N., and Arboleda, A. : The Satellite Application Facility for Land Surface Analysis, *Int. J. Remote Sens.*, 32, 2725–2744, doi:10.1080/01431161003743199, 2011.
- Trzpit, J.-P. : L'eau précipitable : un paramètre climatique trop rarement exploité, *Annales de Géographie*, 89, 454–477, doi:10.3406/geo.1980.19970, 1980.
- Tuzet, F., Dumont, M., Lafaysse, M., Picard, G., Arnaud, L., Voisin, D., Lejeune, Y., Charrois, L., Nabat, P., and Samuel, M. : A multi-layer physically-based snowpack model simulating direct and indirect radiative impacts of light-absorbing impurities in snow, *The Cryosphere Discuss.*, 2017, 1–32, doi:10.5194/tc-2017-94, 2017.
- Vada, J. A., Rodriguez-Marcos, J., Buisan, S., and Ambrosio, I. S. : Climatological comparison of 2011-2012 and 2012-2013 snow seasons in Central and Western Spanish Pyrenees and its relationship with the North Atlantic Oscillation (NAO), in : *Proceedings of the International Snow Science Workshop, Grenoble–Chamonix Mont-Blanc, France*, URL http://arc.lib.montana.edu/snow-science/objects/ISSW13_paper_P4-10.pdf, 2013.
- Vander Jagt, B., Lucieer, A., Wallace, L., Turner, D., and Durand, M. : Snow depth retrieval with UAS using photogrammetric techniques, *Geosciences*, 5, 264–285, doi:10.3390/geosciences5030264, 2015.
- Verfaillie, D., Déqué, M., Morin, S., and Lafaysse, M. : The method ADAMONT v1.0 for statistical adjustment of climate projections applicable to energy balance land surface models, *Geosci. Model Dev. Discuss.*, in review, doi:10.5194/gmd-2017-135, 2017.
- Vernay, M., Lafaysse, M., Mérindol, L., Giraud, G., and Morin, S. : Ensemble forecasting of snowpack conditions and avalanche hazard, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 120, 251–262, doi:10.1016/j.coldregions.2015.04.010, 2015.
- Vié, B., Nuissier, O., and Ducrocq, V. : Cloud-resolving ensemble simulations of Mediterranean heavy precipitating events : Uncertainty on initial conditions and lateral boundary conditions, *Mon. Wea. Rev.*, 139, 403–423, doi:10.1175/2010MWR3487.1, 2011.

- Vié, B., Pinty, J.-P., Berthet, S., and Leriche, M. : LIMA (v1.0) : A quasi two-moment microphysical scheme driven by a multimodal population of cloud condensation and ice freezing nuclei, *Geosci. Model Dev.*, 9, 567–586, doi:10.5194/gmd-9-567-2016, 2016.
- Vikhamar-Schuler, D., Müller, K., and Engen-Skaugen, T. : Snow modeling using SURFEX with the CROCUS snow scheme, Tech. Rep. met.no report 7/2011, Norwegian Meteorological Institute, Oslo, Norway, URL http://met-xpprod.customer.enonic.io/publikasjoner/met-report/met-report-2011/_/attachment/download/3f2d6790-1ea0-482c-b8fb-63ba8b8999d5:fd4cc703e2e4b0c688244ee46d9a1625b9a45ad9/MET-report-07-2011.pdf, 2011.
- Vincendon, B., Ducrocq, V., Nuissier, O., and Vié, B. : Perturbation of convection-permitting NWP forecasts for flash-flood ensemble forecasting, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 1529–1544, doi:10.5194/nhess-11-1529-2011, 2011.
- Vionnet, V. : Etudes du transport de la neige par le vent en conditions alpines : observations et simulations à l'aide d'un modèle couplé atmosphère/manteau neigeux, Ph.D. thesis, Université Paris-Est, URL <https://pastel.archives-ouvertes.fr/tel-00781279>, 2012.
- Vionnet, V., Brun, E., Morin, S., Boone, A., Martin, E., Faroux, S., Moigne, P. L., and Willemet, J.-M. : The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2, *Geosci. Model. Dev.*, 5, 773–791, doi:10.5194/gmd-5-773-2012, 2012.
- Vionnet, V., Martin, E., Masson, V., Guyomarc'h, G., Naaim-Bouvet, F., Prokop, A., Durand, Y., and Lac, C. : Simulation of wind-induced snow transport and sublimation in alpine terrain using a fully coupled snowpack/atmosphere model, *The Cryosphere*, 8, 395–415, doi:10.5194/tc-8-395-2014, 2014.
- Vionnet, V., Bélair, S., and Girard, C., and Plante, A. : Wintertime subkilometer numerical forecasts of near-surface variables in the Canadian Rocky mountains, *Mon. Wea. Rev.*, 143, 666–686, doi:10.1175/MWR-D-14-00128.1, 2015.
- Vionnet, V., Dombrowski-Etchevers, I., Lafaysse, M., Quéno, L., Seity, Y., and Bazile, E. : Numerical weather forecasts at kilometer scale in the French Alps : evaluation and applications for snowpack modelling, *J. Hydrometeor.*, 17, 2591–2614, doi:10.1175/JHM-D-15-0241.1, 2016.

- Vionnet, V., Martin, E., Masson, V., Lac, C., Naaim-Bouvet, F., and Guyomarc'h, G. : High-resolution large eddy simulation of snow accumulation in alpine terrain, *J. Geophys. Res. Atmos.*, accepted, doi:10.1002/2017JD026947, 2017a.
- Vionnet, V., Milbrandt, J., Yamaguchi, S., and Morrison, H. : Modeling of falling snow properties for snowpack models : towards a better link between falling snow and snow on the ground, in : *EGU General Assembly Conference Abstracts*, vol. 19, p. 10282, URL <http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2017/EGU2017-10282.pdf>, 2017b.
- Wang, Z. and Huang, N. : Numerical simulation of the falling snow deposition over complex terrain, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 122, 980–1000, doi:10.1002/2016JD025316, 2017.
- Warren, S. G. : Optical properties of snow, *Rev. Geophys.*, 20, 67–89, doi:10.1029/RG020i001p00067, 1982.
- Watts, T., Rutter, N., Toose, P., Derksen, C., Sandells, M., and Woodward, J. : Brief communication : Improved measurement of ice layer density in seasonal snowpacks, *The Cryosphere*, 10, 2069–2074, doi:10.5194/tc-10-2069-2016, 2016.
- Wendler, G., Moore, B., Hartmann, B., Stuefer, M., and Flint, R. : Effects of multiple reflection and albedo on the net radiation in the pack ice zones of Antarctica, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 109, doi:10.1029/2003JD003927, D06113, 2004.
- Wever, N., Fierz, C., Mitterer, C., Hirashima, H., and Lehning, M. : Solving Richards Equation for snow improves snowpack meltwater runoff estimations in detailed multi-layer snowpack model, *The Cryosphere*, 8, 257–274, doi:10.5194/tc-8-257-2014, 2014.
- Wever, N., Würzer, S., Fierz, C., and Lehning, M. : Simulating ice layer formation under the presence of preferential flow in layered snowpacks, *The Cryosphere*, 10, 2731–2744, doi:10.5194/tc-10-2731-2016, 2016.
- WGMS : Fluctuations of Glaciers 2005–2010 (Vol. X), Tech. rep., Zemp, M., Frey, H., Gärtner-Roer, I., Nussbaumer, S.U., Hoelzle, M., Paul, F., and Haeberli, W. (eds.), ICSU (WDS)/ IUGG (IACS)/ UNEP/ UNESCO/ WMO, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland, doi:10.5904/wgms-fog-2014-09, 2012.
- WGMS : Glacier Mass Balance Bulletin No. 12 (2010–2011), Tech. rep., Zemp, M., Nussbaumer, S. U., Naegeli, K., Gärtner-Roer, I., Paul, F., Hoelzle, M., and Haeberli, W. (eds.), ICSU(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland, doi:10.5904/wgms-fog-2014-09, 2013.

- Winstral, A. and Marks, D. : Simulating wind fields and snow redistribution using terrain-based parameters to model snow accumulation and melt over a semi-arid mountain catchment, *Hydrol. Process.*, 16, 3585–3603, doi:10.1002/hyp.1238, 2002.
- Winstral, A., Marks, D., and Gurney, R. : Simulating wind-affected snow accumulations at catchment to basin scales, *Adv. Water Resour.*, 55, 64–79, doi:10.1016/j.advwatres.2012.08.011, 2013.
- Wipf, S., Stoeckli, V., and Bebi, P. : Winter climate change in alpine tundra : plant responses to changes in snow depth and snowmelt timing, *Clim. Chang.*, 94, 105–121, doi:10.1007/s10584-009-9546-x, 2009.
- WMO : Guide to meteorological instruments and methods of observation, WMO-No. 8, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, URL <http://www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/CIMO-Guide.html>, 2014.
- Wolff, M. A., Isaksen, K., Petersen-Øverleir, A., Ødemark, K., Reitan, T., and Brækkan, R. : Derivation of a new continuous adjustment function for correcting wind-induced loss of solid precipitation : results of a Norwegian field study, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19, 951–967, doi:10.5194/hess-19-951-2015, 2015.
- Xue, M., Droegemeier, K. K., and Wong, V. : The Advanced Regional Prediction System (ARPS) – A multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction model. Part I : Model dynamics and verification, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 75, 161–193, doi:10.1007/s007030070003, 2000.
- Xue, M., Droegemeier, K. K., Wong, V., Shapiro, A., Brewster, K., Carr, F., Weber, D., Liu, Y., and Wang, D. : The Advanced Regional Prediction System (ARPS) – A multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction model. Part II : Model physics and applications, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 76, 143–165, doi:10.1007/s007030170027, 2001.
- Yang, J., Jones, K. F., Yu, W., and Morris, R. : Simulation of in-cloud icing events on Mount Washington with the GEM-LAM, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 117, doi:10.1029/2012JD017520, d17204, 2012.
- Yen, Y.-C. : Review of the thermal properties of snow, ice and sea ice, Tech. Rep. CRREL Report 81-10, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, NH, URL <http://www.dtic.mil/get-tr-doc/pdf?AD=ADA103734>, 1981.

Zängl, G. : Small-scale variability of orographic precipitation in the Alps : Case studies and semi-idealized numerical simulations, Q. J. R. Meteorol. Soc., 133, 1701–1716, doi:10.1002/qj.163, 2007.

Table des figures

1.1	Diagramme de morphologie des cristaux de glace, avec les différents types de cristaux formés en fonction de la température et de la sursaturation en vapeur d'eau par rapport à la glace (d'après Libbrecht, 2005; Nakaya, 1954).	22
1.2	Principe simplifié des précipitations orographiques.	23
1.3	Principe simplifié de l'effet "seeder-feeder" en montagne.	24
1.4	Bilans de masse et d'énergie du manteau neigeux, en l'absence de transport de neige par le vent et de redistribution gravitaire par avalanche. Les termes du bilan de masse sont représentés en bleu, ceux du bilan d'énergie en rouge.	27
1.5	Effets topographiques sur les rayonnements incidents en montagne. . . .	29
1.6	Métamorphismes et types de grains. Photographies du Centre d'Etudes de la Neige (Météo-France/CNRS, Grenoble, France).	31
1.7	Photographie d'une coupe verticale du manteau neigeux au col du Lautaret. Crédits : F. Tuzet.	35
2.1	Vallée de Chamonix vue depuis le massif des Aiguilles Rouges, avec la Mer de Glace à gauche et le Mont Blanc à droite.	48
2.2	Description schématique des trois types d'approches pour la représentation de la topographie dans la vallée de Chamonix (Fig. 2.1). Les points rouges représentent trois stations fictives. Les lignes violettes représentent des iso-altitudes définissant des classes topographiques. Les pixels colorés représentent une possible grille régulière pour simulation distribuée. La figure de gauche représente une coupe verticale à travers le massif. . . .	49
2.3	Variables d'état du modèle Crocus et principaux processus physiques simulés (d'après Brun et al., 2012).	57
2.4	Massifs SAFRAN dans les Alpes françaises (traits noirs fins). La topographie représentée est celle d'AROME à 2.5 km de résolution horizontale. Frontières nationales en traits noir épais.	59

2.5	Massifs SAFRAN dans les Pyrénées (traits noirs fins). La topographie représentée est celle d'AROME à 2.5 km de résolution horizontale. Frontières nationales en traits noir épais.	60
2.6	Forçage atmosphérique de Crocus et représentation conceptuelle de la topographie dans la chaîne de modélisation (par massif, pas d'altitude de 300 m, orientation et pente) (d'après Lafaysse et al., 2013).	61
2.7	Domaine de simulation d'AROME et topographie à résolution 2.5 km. Les domaines Pyrénées et Alpes utilisés dans ce travail de thèse sont encadrés en rouge.	63
2.8	Schéma fonctionnel d'AROME (d'après Bouttier, 2007).	64
3.1	Représentation schématique du calcul de l'indice de Jaccard et de l'ASSD de deux surfaces A et B.	76
3.2	Location of measurement stations in the Pyrenees : SD and precipitation (red circles), SD and SWE (blue circles), SD only (black circles). Background map : AROME topography (years 2010/2012). SAFRAN massifs delimited (black line), national borders (bold black line) and climatic regions (bold orange line). SAFRAN massifs names in caption.	81
3.3	Altitude distribution of all SD stations (black), precipitation gauges (red) and SWE stations (blue).	84
3.4	Snow depth bias (left) and STDE (right) by station for AROME–Crocus (up) and SAFRAN–Crocus (down), 2010/2014	88
3.5	Top : snow cover fraction on 22 February 2012, from MO10A1 images (0.005° resolution). Bottom : SWE simulations by AROME–Crocus and SAFRAN–Crocus, same date. SAFRAN–Crocus simulations are only defined within SAFRAN massifs.	89
3.6	Cross section of cumulated snowfall from 1 October 2011 to 22 February 2012 for AROME forecasts (blue) and SAFRAN reanalysis (red), with topography plotted on the right axis in grey. Cumulated positive ΔSWE from measurements of three stations close to the transect are represented with black dots ; their actual altitude is represented with black stars. The locations of the transect (red) and stations (blue stars) are given on the upper right map.	91
3.7	Daily ASSD (top) and Jaccard index (bottom), within all massifs, AROME–Crocus vs MODIS (blue) and SAFRAN–Crocus vs MODIS (red), 2011–2012. Smaller ASSD and higher J mean better match with MODIS. The green line indicates 22 February 2012. The cloud fraction is represented by the black bars.	93

3.8	Categorical frequency distribution of ΔSD for observations (black), AROME–Crocus (blue) and SAFRAN–Crocus (red), at all stations, 2010/2014.	94
3.9	Categorical frequency distribution of ΔSD for observations (black), AROME–Crocus (blue) and SAFRAN–Crocus (red), at three stations near Pic d’Anie, 2010/2014.	96
3.10	ETS of ΔSD threshold categories for AROME–Crocus (blue) and SAFRAN–Crocus (red), 2010-2014.	97
3.11	Cumulated ΔSD (left) and precipitation (right), for observations (black), AROME–Crocus (blue) and SAFRAN–Crocus (red), by categories, at the 28 same stations with SD and precipitation measurements, period DJFM, 2010-2014.	98
3.12	Snow depth simulated by AROME–Crocus (blue line) and observed (black squares) at Maupas station, 2012/2013. Wind-blown snow days are identified in green and melting snow days in red.	99
3.13	Cumulated ΔSD for AROME–Crocus (blue) and observations (black) by categories at seven high altitude stations, for BSD (solid lines) and all days (dashed lines), 2010-2014.	100
3.14	Cumulated ΔSD for AROME–Crocus (blue) and observations (black) by categories at all stations, for MSD (solid lines) and all days (dashed lines), 2010-2014.	101
3.15	Bulk snowpack density during winters 2011/2012 (left) and 2012/2013 (right), mean of AROME–Crocus simulation (blue) and observations (black), at 20 stations, for periods of 10 days. Errorbars represent standard deviation.	103
3.16	Bulk snowpack density observed (black) and simulated by AROME–Crocus (blue) at station Les Songes, winter 2012/2013. Green arrows indicate two examples of snowfalls, red arrows two examples of settling period.	104
3.17	Mesures de l’accumulation neigeuse hivernale au 24 mai 2011 en 15 points du glacier de Maladeta (carrés noirs), comparées aux chutes de neige cumulées du 1 octobre 2010 au 24 mai 2011 aux 9 points de grille les plus proches par AROME (ronds bleus) et SAFRAN (ronds rouges).	109
3.18	Mesures de l’accumulation neigeuse hivernale au 7 juin 2013 en 8 points du glacier d’Ossoue (carrés noirs), comparées aux chutes de neige cumulées du 1 octobre 2012 au 7 juin 2013 aux 9 points de grille les plus proches par AROME (ronds bleus) et SAFRAN (ronds rouges).	110

4.1	Représentation schématique des observations (en rouge), prévisions et données climatologiques (en bleu) utilisées par les algorithmes calculant DSSF, DSLF et DSLFnew. Les valeurs entre parenthèse indiquent la résolution horizontale des systèmes de PNT.	116
4.2	Domains of study : (a) the French Alps, (b) the Pyrenees, with AROME topography at 2.5 km resolution. Red dots : SW↓ stations; blue dots : SW↓ and LW↓ stations; black lines : SAFRAN massifs.	122
4.3	Bias and RMSE of SW↓ irradiance products (DSSF in green, AROME in blue, SAFRAN in red) compared to stations gathered by domain (left), range of altitude (center) and all stations (right).	130
4.4	Bias and RMSE of LW↓ irradiance products (DSLIF in green, DSLFnew in orange, AROME in blue, SAFRAN in red) compared to each station (left) and all stations (right).	132
4.5	Mean yearly cycles of SW↓ irradiance products (DSSF in green, AROME in blue, SAFRAN in red) and ground measurements (in black), bias and RMSE over the 2010-2014 period at : a) Carpentras, b) Péone. Mean daily cycles of the same products, bias and RMSE over the 2010-2014 period at : c) Carpentras, d) Péone.	134
4.6	a) Average of the DSLF from 1 August 2010 to 31 July 2014 in the French Alps, and relative difference with the DSLF for : b) AROME, c) SAFRAN and d) DSLFnew. e) Average of the DSSF, and relative difference with the DSSF for : f) AROME, g) SAFRAN.	135
4.7	a) Average of the DSLF from 1 August 2010 to 31 July 2014 in the Pyrenees, and relative difference with the DSLF for : b) AROME, c) SAFRAN and d) DSLFnew. e) Average of the DSSF, and relative difference with the DSSF for : f) AROME, g) SAFRAN.	136
4.8	Vertical evolution of LW↓ products by steps of 100 m : a) in the French Alps, b) in the Pyrenees, and SW↓ products c) in the Alps, d) in the Pyrenees, averaged over SAFRAN massifs from 1 August 2010 to 31 July 2014, with LSA SAF in green, AROME in blue, SAFRAN in red, DSLFnew in orange. The envelopes represent the mean \pm the standard deviation. The dashed black line represents the climatological LW↓ vertical gradient of $-29 \text{ W m}^{-2} \text{ km}^{-1}$ from Marty et al. (2002).	137
4.9	Snow depth evolution at Albeille station (2195 m, French Pyrenees) during winter 2010/2011 : observations in black, A-Cro simulation in blue, AL-Cro in green, AS-Cro in red.	141

- 4.10 Snow Water Equivalent simulated by A-Cro (top) on 1 February 2013 (left) and 1 May 2013 (right) over the Pyrenees. Differences between the SWE simulated by AL-Cro (middle) and AS-Cro (bottom) with A-Cro at the same dates. Points A and B and Albeille station are located. 142
- 4.11 Top : Snow Water Equivalent simulated by A-Cro (blue), AL-Cro (green), AL_{SW} -Cro (dashed green), AL_{LW} -Cro (dashed orange), AS-Cro (red) from 1 October 2010 to 30 June 2011 at point A in the Pyrenees (1359 m, Fig. 4.10). Middle : Cumulated melting represented with the same colours. Bottom : Mean daily irradiance differences with AROME for DSSF (green), DSLFnew (orange) and SAFRAN irradiances (red). 143
- 4.12 Top : Snow Water Equivalent simulated by A-Cro (blue), AL-Cro (green), AL_{SW} -Cro (dashed green), AL_{LW} -Cro (dashed orange), AS-Cro (red) from 1 October 2010 to 30 June 2011 at point B in the Pyrenees (2459 m, Fig. 4.10). Middle : Cumulated melting represented with the same colours. Bottom : Mean daily irradiance differences with AROME for DSSF (green), DSLFnew (orange) and SAFRAN irradiances (red). 144
- 5.1 Couche de glace recouvrant le manteau neigeux après l'épisode de précipitations verglaçantes du 5-6 Janvier 2012 dans les Pyrénées. Crédits : F. Cabot. . 158
- 5.2 Mountaineer using crampons on the ice layer after the event of 5-6 January 2012. Credits : Club Alpin Français des Montagnards Ariégeois. . . 161
- 5.3 Domain of study : the Pyrenees, with AROME topography at 2.5 km resolution. Black lines represent the regions where avalanche bulletin are issued daily. The red line indicates the transect of Fig. 5.7 (0.65°E). Point A : 42.65°N , 0.65°E , 2563 m in AROME topography. 163
- 5.4 Scheme illustrating the types of snow surfaces after the event of 5-6 January 2012 depending on the altitude and the temperature vertical profile. Credits : (top) author M. Matveieff ; (middle) author F. Cabot ; (bottom) author J.-M. Fontan, licence CC-by-nc-nd, URL www.camptocamp.org/outings/315471/fr/col-d-aoube-collet-sans-nom-par-les-cabanes-d-aoube. 164
- 5.5 Vertical gradient of cumulated precipitation forecast by AROME from 5 January 2012, 12 UTC, to 6 January 2012, 6 UTC, averaged over Haute-Bigorre massif (Fig. 5.3). 167
- 5.6 Evolution of cloud hydrometeor content at 100m level (top, lines), hourly precipitation (top, bars) and temperature at 100m and 2m levels (bottom), forecast by AROME at point A (42.65°N , 0.65°E , 2563 m, Fig. 5.3) from 5 January 2012, 12 UTC, to 6 January 2012, 6 UTC. 168

5.7	AROME forecast of (a) CWC, (b) CIC and (c) CSC on 5 January 2012, 20 UTC, along a North-South transect, 0.65°E , identified by a red line in Fig. 5.3.	170
5.8	Average CWC at 100 m forecast by AROME between 5 January 2012, 14 UTC, and 6 January 2012, 6 UTC. Red dots : accident reports. Orange dots : mountaineers' observations.	171
5.9	Simplified heat balance for a supercooled water drop impinging the snow-pack surface.	173
5.10	Modified ROC diagram (POD vs FAR) for AROME diagnostics with different LWC_{100m} thresholds (blue line), filtered by a minimum precipitation rate (red line), during at least two consecutive hours at subfreezing T_{2m} , covering at least 6 pixels. FPA : blue triangle. Simple FPD : blue square. FPD with minimum precipitation amount : red square. Surface ice detection by Crocus-ice driven by AROME FPD : green star. Dashed black lines represent iso-ETS.	177
5.11	Occurrences of freezing precipitation alerts (FPA) derived from AROME (blue bars) and observations (red bars). Green rectangles indicate correspondence between FPA and observations, black rectangles indicate wrong FPA or observations without FPA.	179
5.12	Snow depth and snowpack density simulated at point A (42.65°N , 0.65°E , 2563 m, Fig. 5.3) during winter 2011/2012 by Crocus-ice, driven by AROME meteorological fields with freezing precipitation diagnostic (FPD). Ice layers are identified by a dark blue colour (more than 600 kg m^{-3}). The black circle indicates the formation of lower density crusts.	181
5.13	Top : elevations of point observations and ranges of elevations with observed ice layer, given in the skiers' reports in January 2012. Bottom : distribution of elevations of AROME grid points with freezing precipitation diagnostic (FPD) from 5 January 2012, 12 UTC, to 6 January 2012, 6 UTC.	182
5.14	(a) Freezing precipitation between 5 January 2012, 12 UTC, and 6 January 2012, 6 UTC, simulated by AROME with FPD over the Pyrenees. Light green indicates pixels with FPD but precipitation amount lower than 1 mm. (b) Ice thickness in the first 5 cm of the snowpack, same period and domain, simulated by Crocus-ice driven by AROME with FPD. Red dots : accident reports. Orange dots : mountaineers' observations. Arrows : measurements of ice layer thickness.	184

5.15	Evolution de la hauteur (en cm) et de la densité (en kg m^{-3}) du manteau neigeux au point A (42.65°N, 0.65°E, 2563 m, Fig. 5.3) simulée par Crocus-ice, avec un forçage issu des prévisions d'AROME et correction de la phase des précipitations le 5-6 Janvier 2012 (simulation 'ICE').	191
5.16	Evolution de la hauteur (en cm) et de la résistance à l'enfoncement (RAM sonde, en daN) du manteau neigeux au point A (42.65°N, 0.65°E, 2563 m, Fig. 5.3) pour la simulation 'ICE'.	192
5.17	Evolution de la hauteur de neige (en cm) et du type de grain principal (selon la classification de Fierz et al. (2009), IF en violet pour un meilleur contraste visuel) au point A (42.65°N, 0.65°E, 2563 m, Fig. 5.3) pour la simulation 'REF' (en haut) et la simulation 'ICE' (en bas). PP : Precipitation Particles (neige fraîche), MF : Melt Forms (grains ronds), IF : Ice Forms (formations de glace), DF : Decomposing and Fragmented precipitation particles (particules reconnaissables), RG : Rounded Grains (grains fins), FC : Faceted Crystals (faces planes).	193
5.18	Stratigraphie du manteau neigeux de la simulation 'ICE' le 11/01/2012, 0 h UTC. Température en bleu, contenu en eau liquide en rouge, densité en orange, résistance à l'enfoncement (RAM sonde) en marron, SSA en vert. GForm1 : type de grain primaire, GForm2 : type de grain secondaire. Les symboles des grains suivent la classification de Fierz et al. (2009).	195
5.19	Stratigraphie du manteau neigeux de la simulation 'ICE' le 01/04/2012, 0 h UTC. Température en bleu, contenu en eau liquide en rouge, densité en orange, résistance à l'enfoncement (RAM sonde) en marron, SSA en vert. GForm1 : type de grain primaire, GForm2 : type de grain secondaire. Les symboles des grains suivent la classification de Fierz et al. (2009).	196
5.20	Stratigraphie du manteau neigeux de la simulation 'REF' le 01/04/2012, 0 h UTC. Température en bleu, contenu en eau liquide en rouge, densité en orange, résistance à l'enfoncement (RAM sonde) en marron, SSA en vert. GForm1 : type de grain primaire, GForm2 : type de grain secondaire. Les symboles des grains suivent la classification de Fierz et al. (2009).	197

Liste des tableaux

2.1	Synthèse de l'évaluation des prévisions AROME dans les Alpes françaises sur la période 2010-2014 (résultats issus de Vionnet et al., 2016).	68
3.1	2x2 contingency table	86
3.2	Scores (bias and STDE) for simulated snow depth against observations in the Pyrenees for winters 2010/2011 to 2013/2014	88
3.3	Seasonal means of daily Jaccard index and ASSD for simulated snow cover distribution against MODIS observations in the Pyrenees for winters 2011/2012 and 2012/2013. The best scores are given in bold.	92
3.4	Scores for simulated SWE and SD against observations in 20 high-altitude automatic stations in the Pyrenees for winters 2010/2011 to 2012/2013 .	102
4.1	List of ground stations, associated mountain range, altitude of the observation, altitude of the associated LSA SAF and AROME grid points, measurement uncertainties, number of hourly SW↓ observations (N), mean observation and bias/RMSE for DSSF, AROME and SAFRAN computed when the sun is not masked, from 1 August 2010 to 31 July 2014. The best scores are given in bold. The mountain range of each station is indicated by A (Alps), J (Jura) or P (Pyrenees).	127
4.2	Characteristics of the snowpack simulations.	129
4.3	Mean altitudinal gradient in LW↓ for AROME, SAFRAN, DSLF and DSLFnew in the French Alps and the Pyrenees.	138
4.4	Bias and root mean square error (RMSE) of snow depth at 172 stations of the French Alps and the Pyrenees over the period 2010-2014 for simulations A-Cro, AL-Cro and AS-Cro. The best scores are given in bold.	140
5.1	Two-by-two contingency table for AROME FPA, for five winters (2010-2011 to 2014-2015). OY = Observed Yes; ON = Observed No; FY = Forecast Yes; FN = Forecast No; HI = Hits; FA = False Alarms; MI = Misses; CR = Correct Rejections.	180

Liste des publications et communications

Publications (avec comité de lecture)

[6] Quéno, L., Karbou, F., Vionnet, V., and Dombrowski-Etchevers, I.: Satellite products of incoming solar and longwave radiations used for snowpack modelling in mountainous terrain, *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, in review, doi:10.5194/hess-2017-563, 2017

[5] Quéno, L., Vionnet, V., Cabot, F., Vrécourt, D., and Dombrowski-Etchevers, I.: Forecasting and modelling ice layer formation on the snowpack due to freezing precipitation in the Pyrenees, *Cold Reg. Sci Technol.*, 146, 19–31, doi:10.1016/j.coldregions.2017.11.007, 2018

[4] Dombrowski-Etchevers, I., Vionnet, V., and Quéno, L.: Pertinence des prévisions météorologiques à l'échelle kilométrique pour la modélisation du manteau neigeux en montagne, *La Météorologie*, 99, 25–34, doi:10.4267/2042/63587, 2017

[3] Vionnet, V., Dombrowski-Etchevers, I., Lafaysse, M., Quéno, L., Seity, Y., and Bazile, E.: Numerical weather forecasts at kilometer scale in the French Alps: evaluation and applications for snowpack modelling, *J. Hydrometeor.*, 17, 2591–2614, doi:10.1175/JHM-D-15-0241.1, 2016

[2] Quéno, L., Vionnet, V., Dombrowski-Etchevers, I., Lafaysse, M., Dumont, M., and Karbou, F.: Snowpack modelling in the Pyrenees driven by kilometric-resolution meteorological forecasts, *The Cryosphere*, 10, 1571–1589, doi:10.5194/tc-10-1571-2016, 2016

[1] Sicart, J. E., Espinoza, J. C., Quéno, L., and Medina, M.: Radiative properties of clouds over a tropical Bolivian glacier: seasonal variations and relationship with regional atmospheric circulation, *Int. J. Climatol.*, 36, 3116–3128, doi:10.1002/joc.4540, 2016

Communications

[7] Quéno L., Vionnet V., Cabot F., Vrécourt D., Dombrowski-Etchevers I. : Forecasting and modelling ice layer formation on the snowpack due to freezing precipitation in the Pyrenees, EGU General Assembly 2017, Vienne, Autriche, Avril 2017. Presenting Interactive COntent (PICO).

[6] Quéno L., Karbou F., Vionnet V. : Apport des produits satellitaires LANDSAF de rayonnements incidents pour la modélisation du manteau neigeux en zones de montagne, Journées Glaciologie – Nivologie – Eau en Montagne, Société Hydrotechnique de France, Grenoble, 23 mars 2017. Présentation orale.

[5] Quéno L., Vionnet V., Karbou F., Dombrowski-Etchevers I., Lafaysse M., Dumont M. : Using kilometric-resolution meteorological forecasts and satellite-derived incoming radiations for snowpack modelling in complex terrain, 2nd INARCH workshop, Grenoble, 17 octobre 2016. Présentation orale.

[4] Quéno L., Karbou F., Vionnet V., Dombrowski-Etchevers I. : Evaluation du rayonnement des modèles AROME et SAFRAN en zones de relief, Comparaison aux produits satellitaires du LandSAF et à des observations in-situ, Journées R&D de Météo-France, Toulouse, 15 juin 2016. Présentation orale.

[3] Quéno L., Vionnet V., Vrécourt D., Lafaysse M., Dombrowski-Etchevers I. : Précipitations surfondues et formation de couche de glace à la surface du manteau neigeux dans les Pyrénées, Journées Glaciologie – Nivologie – Eau en Montagne, Société Hydrotechnique de France, Grenoble, 8 mars 2016. Présentation orale.

[2] Quéno L., Vionnet V., Dombrowski-Etchevers I., Lafaysse M., Karbou F., Morin S. : Potential of the use of high-resolution meteorological forecasts for snowpack modelling in the Pyrenees, International Conference on Alpine Meteorology, Innsbruck, Autriche, septembre 2015. Poster.

[1] Quéno L., Vionnet V., Dombrowski-Etchevers I., Lafaysse M., Karbou F. : Apport des prévisions météorologiques haute résolution du modèle AROME pour la modélisation du manteau neigeux dans les Pyrénées, Journées Glaciologie – Nivologie – Hydrologie de Montagne, Société Hydrotechnique de France, Grenoble, 26 mars 2015. Présentation orale.

Prix

Outstanding Student Poster and PICO Award, Division Cryosphere, EGU General Assembly 2017.